

# **Estratigrafía y análisis de proveniencia de la Formación Los Indios, y su relación con la evolución tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia)**

**Cristhian Nicolás Gómez Plata**  
*Estudiante Maestría en Ciencias – Geología*

**Universidad Nacional de Colombia**  
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias  
Bogotá, Colombia  
2017

# **Estratigrafía y análisis de proveniencia de la Formación Los Indios, y su relación con la evolución tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia)**

**Cristhian Nicolás Gómez Plata**

*Estudiante Maestría en Ciencias - Geología*

Director de tesis:

**PhD. Andreas Kammer**

Tesis de investigación presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ciencias-Geología**

Grupo de Investigación:

Grupo de Geología Estructural y Tectónica

**Universidad Nacional de Colombia**

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2017

*A mi familia y amigos,  
y especialmente a la ciencia*

## ***Agradecimientos***

El autor de esta investigación quiere agradecer a todas aquellas personas que han permitido la ejecución y finalización de este proyecto.

En primer lugar, les agradezco a Dios y a mi familia por su apoyo siempre presente y totalmente incondicional.

Especialmente a mi Director de Tesis, Andreas Kammer, quien ha sido imprescindible en la realización de esta investigación. Ejecutor de sugerencias, revisiones y orientaciones que ha conducido este trabajo a una alta calidad científica.

A COLCIENCIAS y especialmente al proyecto “Eventos tectónicos en el margen caribeño colombiano e implicaciones para la evolución del bloque norandino” de esta entidad, por el inmenso financiamiento económico brindado a este trabajo.

A la fundación para la promoción de la investigación y la tecnología del Banco de la Republica de Colombia, también por sus contribuciones en la financiación de este proyecto.

Al PhD. Matthias Bernet y a la Universidad Grenoble-Alpes por grandes contribuciones en la interpretación de resultados e implementación de técnicas analíticas de vanguardia.

A todos los integrantes del Grupo de Geología Estructural y Tectónica, quienes han sido una pieza clave en todas las fases de esta investigación. Desde la fase de campo hasta la fase de redacción final de este escrito, han brindado apoyo, correcciones y sugerencias que enriquecieron esta investigación.

A todos los campesinos, especialmente a los de la Vereda Los Indios, que sin su ayuda no hubiera sido posible nada este trabajo. Quienes me brindaron su ayuda, compañía y orientación en las fases de campo, aun en los momentos más difíciles.

Y finalmente, pero no menos importante, a todos los profesores y estudiantes de la Universidad Nacional de Colombia que me dado comentarios enriquecedores o simplemente opiniones, hacia el fortalecimiento de una discusión científica integral.



# Resumen

La separación del borde occidental de Pangea ha generado un arreglo tectónico tipo *back-arc* en la periferia de Gondwana; con acumulación de secuencias volcánicas y sedimentarias durante el Triásico medio a tardío. Las formaciones Los Indios y Corual aflorantes al norte de los Andes Colombianos en la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) fueron depositadas en este tipo de ambiente. En esta contribución presentamos un análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Los Indios; y proponemos, además un modelo tectónico y estratigráfico que integra las características de depósito y la naturaleza de las interposiciones volcánicas de la Formación Los Indios y de la Formación Corual, unidad netamente volcánica que se superpone sobre la Formación Los Indios. Así, 18 litofacies y 10 asociaciones de litofacies han sido propuestas en la Formación Los Indios, interpretadas como flujos de gravedad y depósitos de plataforma mixta; que involucran intercalaciones de rocas volcanoclásticas hacia la parte basal. La unidad fue dividida en tres segmentos, un segmento inferior conglomerático-arenoso, un segmento intermedio lodoso-calcáreo; y un segmento superior conglomerático-arenoso, que hacia su tope es lodoso. El primer y tercer segmento están asociados a deltas de grano grueso (fan deltas o deltas tipo cónico); mientras que el segundo a depósitos de *offshore* con incursiones de lóbulos de flujos de gravedad. Composicionalmente, el primer segmento es dominado por arcosas y progresivamente arcosas líticas en su parte superior; en contraste, el tercer segmento esta predominantemente compuesto de litoarenitas de líticos sedimentarios y volcánicos. Por otra parte, la Formación Corual consiste de intercalaciones de basaltos, tobas líticas, tobas de lapilli y ceniza, máficas y félsicas; similares a las identificadas en la Formación Los Indios. De esta manera, las rocas volcanoclásticas y volcánicas de las formaciones Los Indios y Corual son descritas como vulcanismo bimodal con basaltos alcalinos; asociadas a flujos piroclásticos y (epiclásticos) de derrubios, así como a flujos de lava de erupciones efusivas y explosivas. Las firmas geoquímicas de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de ambas unidades corresponden a rocas alcalinas y calcoalcalinas con patrones de tierras raras y elementos trazas similares a las rocas de un arco volcánico en una zona de subducción. La evolución de la cuenca de estos depósitos obedece a tectónica extensiva, y se emplazaron a través de conos volcánicos y cuerpos hipoabisales mediante vulcanismo fisural relacionada a fallas normales. Adicionalmente, se interpreta que la Formación Los Indios fue depositada en una cuenca de semigraben volcánicamente activa, *syn-rift* con una división *threefold* o tripartita balanceada en sedimentos; en un ambiente marino de plataforma con depósitos de flujos de gravedad. De acuerdo a los modelos de las cuencas de *rift* del Mar del Norte, las fases típicas dentro de la evolución de este tipo de cuencas: *Rift* temprano, Clímax y *Rift* tardío fueron identificadas, equivalentes a cada uno de

los segmentos. Finalmente, estas dos formaciones representan cada una, dos fases de un *rifting* multifase en un escenario tectónico de suprasubducción tipo *back-arc*; que se interpreta como producto de la separación de los terrenos mexicanos del margen occidental de Pangea durante el Triásico medio y tardío en el norte Colombia, cuyo arco volcánico se preserva presumiblemente en el Bloque Maya.

**Palabras claves:** *Cuenca de rift, Formación Corual, Formación Los Indios, Sierra Nevada de Santa Marta, Separación de Pangea.*

## Abstract

The break-up of Western Pangea has lead a back-arc type tectonic setting along the periphery of Gondwana, with accumulation of sedimentary and volcanic sequences during the Middle to Late Triassic. Los Indios and Corual formations in the Santa Marta massif (SNSM) of the Northern Andes were deposited in this setting. In this contribution, we present a sedimentological and stratigraphical analysis of the Los Indios Formation; also, we propose a tectonic and stratigraphic model that integrates depositional characteristics, and nature of volcanic alternations of the Los Indios Formation and the completely volcanic Corual Formation, which overlays the Los Indios Formation. Hence, 18 lithofacies and 10 lithofacies associations has been proposed for the Los Indios Formation, interpreted as gravity flows and mixed continental shelf deposits; involving volcanoclastic rocks in its basal part. This unit is divided in three segments; a lower segment mostly sandy and conglomeratic, a middle mud-rich calcareous segment and an upper sandy-conglomeratic segment grading into muddy in the uppermost part. The lower and upper segments are related with coarse-grained delta (fan delta or conic-type delta). In addition, the middle segment is associated to offshore deposits with gravity flow lobes. Compositionally, the first segment is arkoses-dominated and progressively lithic arkoses upward. In contrast, the third segment is mostly composed by litharenites of sedimentary and volcanic lithics. Furthermore, the Corual Formation consists of basalts, lithic tuffs and mafic and felsic tuffs; resembling those in the Los Indios Formation. Thus, volcanoclastic and volcanic rocks of Los Indios and Corual formations are described as bimodal volcanism coupled with alkaline basalts. Moreover, volcanogenic deposits are characterized as (epiclastic) debris and pyroclastic flows, as well as, lava flows of effusive and explosive eruptions. The geochemical signatures of the volcanic and volcanoclastic rocks from both units belong to alkaline and calc-alkaline series, with rare earth and trace elements patterns like a volcanic arc in a subduction zone. The basin evolution of these deposits are triggered by an extensive tectonic, and they were emplaced through hypabyssal bodies and volcanic cones, within a fisural volcanism controlled by normal faults. We conclude that the Los Indios Formation is interpreted as a semigraben volcanically active,

shallow marine syn-rift basin, in a threefold or tripartite sediment-balanced succession, with gravity flows deposits. According to the architecture of rift basins of the North Sea, the typical phases involved in the evolution of those basins: Early Rift, Climax and Late Rift; were identified corresponding to each segment. Finally, the Los Indios and Corual formations represent each one a phase of a multiphase rifting in a suprasubduction back-arc type tectonic setting, which is interpreted as a consequence of the break-up of the Mexican terranes from the western margin of Pangea during Middle and Late Triassic in North Colombia, whose volcanic arc is probably preserved in the Maya block.

**Keywords:** *Corual Formation, Los Indios Formation, Pangea break-up, Santa Marta Massif, Rift basin.*

# Tabla de contenido

Resumen .....	V
Abstract .....	VI
Tabla de contenido .....	VIII
Lista de figuras .....	X
Lista de tablas .....	XI
1. Introducción .....	1
2. Localización .....	5
3. Marco geológico .....	7
3.1 Marco tectónico de la SNSM .....	7
3.2 Tectónica triásica-jurásica en Colombia .....	8
3.3 Rocas (vulcano-) sedimentarias del Triásico en la SNSM .....	13
4. Metodología .....	16
4.1 Trabajo de campo .....	16
4.1.1 Columnas estratigráficas .....	17
4.2. Análisis petrográfico .....	17
4.3 Análisis sedimentológico .....	17
4.4 Análisis geoquímico .....	18
4.5 Geocronología detrítica .....	18
5. Resultados .....	19
5.1 Sedimentología de la Formación Los Indios .....	19
5.1.1 Secciones estratigráficas .....	19
5.1.2 Facies .....	22
5.1.3 Asociaciones de litofacies .....	30
5.2 Arquitectura facial .....	31
5.2.1 Paleocorrientes .....	31
5.2.2 Distribución de facies .....	31
5.2.3 Patrón de apilamiento .....	33
5.3 Petrografía .....	33
5.3.1 Análisis diagenético .....	35
5.4 Proveniencia .....	40

5.4.1 Análisis geocronológico.....	43
5.5 Formación Corual.....	43
5.5.1. Estratigrafía de la Formación Corual .....	45
5.6 Geoquímica .....	52
5.6.1 Elementos mayores .....	52
5.6.2 Discriminación tectónica.....	55
5.6.3 Diagramas <i>Spider</i> .....	57
6. Interpretación .....	61
6.1 Interpretación sedimentológica .....	61
6.1.2 Facies sedimentarias .....	61
6.1.2 Asociaciones de litofacies .....	64
6.1.3 Ambientes de depósito.....	68
6.2 Proveniencia.....	72
6.3 Geoquímica .....	76
7. Discusión .....	78
7.1 Cuenca de depósito.....	78
7.2 Relaciones estratigráficas y limitaciones sobre la edad.....	84
7.3 Ambiente tectónico e implicaciones regionales .....	86
8. Conclusiones.....	93
9. Bibliografía.....	96

# Lista de figuras

Figura 1. Mapa tectónico actual del Caribe. ....	2
Figura 2. Mapa geológico de la SNSM. ....	5
Figura 3. Mapas geológicos de las áreas de estudio con ubicación de las muestras de litogeoquímica. A) Sector de Los Indios donde se muestra la ubicación de las secciones estratigráficas medidas. El recuadro negro representa el área representada en la figura 11. B) Sector de los Ríos Palmar y Calderas. C) Sector del Río Corual. D) Sector de San Juan del Cesar. ....	6
Figura 4. Correlación estratigráfica entre las unidades depositadas en cuencas de semigraben tipo de rift a lo largo de la Falla de Bucaramanga (Cordillera Oriental y Macizo de Santander) y cuencas adyacentes (Serranía de San Lucas y SNSM). ....	9
Figura 5. Mapa de las distribuciones de rocas volcánicas, sedimentarias y plutónicas triásicas (Triásico medio y tardío) y jurásicas (Jurásico temprano y medio) en Colombia. ....	11
Figura 6. Cortes geológicos A-A' y B-B'. ....	15
Figura 7. Columnas estratigráficas semidetalladas de la Formación Los Indios en las secciones Cerro del Águila, Quebrada La Unión, Arroyo Los Indios y Quebrada Chiquinquirá. ....	20
Figura 8. Primera lámina de facies de la Formación Los Indios. ....	27
Figura 9. Segunda lámina de facies de la Formación Los Indios. ....	28
Figura 10. Tercera lámina de facies de la Formación Los Indios. ....	29
Figura 11. Mapa geológico del sector de Los Indios, donde se presenta la distribución de litologías y paleocorrientes a lo largo de la Formación Los Indios. ....	32
Figura 12. Triángulo de clasificación composicional de Folk (1980) para arenitas y limolitas arenosas de la Formación Los Indios. ....	34
Figura 13. Primera lámina petrográfica de las secciones delgadas de la Formación Los Indios. ....	37
Figura 14. Segunda lámina petrográfica de las secciones delgadas de la Formación Los Indios. ....	38
Figura 15. Tercera lámina petrográfica de las secciones delgadas de la Formación Los Indios. ....	39
Figura 16. Diagrama de variación composicional de las secciones delgadas analizadas de la Formación Los Indios. ....	41
Figura 17. Triángulos de proveniencia de Dickinson & Suczek (1979). ....	42
Figura 18. Resultados geonocrológicos U-Pb en circón de la muestra CN-41. ....	44
Figura 19. Columnas generalizadas de la Formación Corual en las secciones Quebrada Chiquinquirá, Ríos Palmar y Calderas, San Juan del Cesar y Río Corual. ....	47
Figura 20. Primera lámina fotográfica de las rocas de la Formación Corual. ....	50
Figura 21. Segunda lámina fotográfica de las rocas de la Formación Corual. ....	51
Figura 22. Diagrama de variación tipo Harker (1900) (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). ....	53
Figura 23. Diagrama de clasificación TAS de rocas volcánicas de Cox <i>et al.</i> (1979) (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). ....	54
Figura 25. Diagrama de clasificación general (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). ....	55
Figura 25. Diagramas de clasificación geotectónica parte I (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). ....	56
Figura 26. Diagramas de clasificación geotectónica parte II (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). ....	58
Figura 27. Diagramas multielementales Spider (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). ....	59

Figura 28. Columnas estratigráficas esquemáticas e idealizadas con la interpretación de las facies desde mgGS a Bmfp. ....	65
Figura 29. Bloquediagrama esquemático del modelo de depósito y geometría de la cuenca para la Formación Los Indios, con sus respectivas asociaciones de litofacies durante el depósito del segmento 1 (Rift temprano).....	80
Figura 30. Bloquediagrama esquemático del modelo de depósito y geometría de la cuenca para la Formación Los Indios, con sus respectivas asociaciones de litofacies durante el depósito del segmento 2 (Clímax).....	81
Figura 31. Bloquediagrama esquemático del modelo de depósito y geometría de la cuenca para la Formación Los Indios, con sus respectivas asociaciones de litofacies durante el depósito del segmento 3 (Rift tardío).....	82
Figura 32. Evolución geológica y eventos tectónicos en la SNSM desde el Pérmico tardío hasta el Cretácico temprano. ....	87
Figura 33. Corte esquemático de la configuración tectónica durante el Triásico tardío desde la Parte Noroccidental de Gondwana y el Bloque Maya de Centroamérica. ....	89
Figura 34. Mapa paleogeográfico esquemático con la configuración tectónica para el noroccidente del Suramérica durante el Triásico medio y tardío.....	90
Figura 35. Mapa paleogeográfico esquemático con la configuración tectónica para el noroccidente de Suramérica durante el Jurásico temprano y medio.....	92

## Lista de tablas

Tabla 1. Facies Identificadas en la Formación Los Indios. La nomenclatura de facies está basada en Miall (1977), Ghibaudo (1996) y Guarín (2005). ....	23
Tabla 2. Asociaciones de litofacies propuesta para la Formación Los Indios en orden de abundancia.....	30
Tabla 3. Asociaciones de litofacies en cada segmento de la Formación Los Indios.....	30
Tabla 4. Muestras litogeoquímica de roca total. ....	52

# 1. Introducción

La interacción entre las placas Caribe y Suramericana al norte de Suramérica generan en su margen noroccidental colombiano provincias morfotectónicas dentro de la que sobresale la Sierra Nevada de Santa Marta-SNSM (Tschanz *et al.*, 1974) (Fig. 1). Este macizo rocoso de forma triangular con elevaciones desde el nivel de mar hasta de 5775 msnm, geográficamente limita al norte con el Mar Caribe, al occidente con el Bajo Magdalena, y al sureste con el Valle del Río Cesar. Se encuentra delimitado geológicamente al norte por la Falla de Oca, al occidente por el sistema de Fallas de Santa Marta, y al sureste por una depresión o cuenca sedimentaria, que se ha asociado al denominado Lineamiento del Cesar (Tschanz *et al.*, 1969, 1974; Colmenares *et al.*, 2007). La SNSM está dividida en tres provincias geológicas de sureste a noroeste: la primera de estas provincias es la Provincia de Sierra Nevada, compuesta principalmente de un basamento metamórfico mesoproterozoico que es intruido por extensos granitoides jurásicos; hacia la parte más sureste de esta provincia se presenta un margen de rocas volcánicas y volcanoclásticas, que están suprayacidas por rocas sedimentarias del Cretácico y del Cenozoico (Tschanz *et al.*, 1974; Ordoñez *et al.*, 2002). La segunda provincia es la Provincia de Sevilla, compuesta de orto- y paragneises cuya edad de metamorfismo se asocia al Paleozoico tardío y que forma un cinturón NE-SW. Y una tercera provincia, la Provincia de Santa Marta compuesta por dos cinturones metamórficos de esquistos y anfíbolitas permo-triásicas (Cardona *et al.*, 2010a; Piraquive *et al.*, 2016) y filitas cretácicas (Cardona *et al.*, 2010b), separados por un intrusivo tonalítico Eoceno, Batolito de Santa Marta (MacDonald *et al.*, 1971; Tschanz *et al.*, 1974; Duque, 2010).

El evento más destacable en la Provincia de Sierra Nevada es la muy extensa actividad magmática que tuvo lugar en el Triásico y Jurásico, acompañadas de grandes volúmenes de rocas volcánicas y volcanoclásticas. No obstante, pequeños remanentes sedimentarios del Carbonífero- Devónico y del Triásico tardío están presentes solamente en esta provincia dentro del macizo (Tschanz *et al.*, 1969), los que comprenden 2 ciclos sedimentarios marinos (Paleozoico tardío y Triásico tardío) separados por una discordancia regional producto del ensamble de Pangea (Tschanz *et al.*, 1974; Cardona *et al.*, 2006, 2010a), durante el Pérmico tardío y Triásico temprano.

Adicionalmente, se ha asociado la amalgamación de Pangea al metamorfismo de las secuencias metamórficas de la Cordillera Central y la SNSM en una fase prograda en un arreglo colisional, y a intrusiones de plutones de arco magmático-volcánico (Vinasco *et al.*, 2006; Cardona *et al.*, 2010a; Spikings *et al.*, 2015; Piraquive *et al.*, 2016); lo que involucro la formación de un orógeno emergido. La formación de este orógeno marca el cese de la sedimentación marina carbonatada del ciclo



sedimentario del Paleozoico tardío y el inicio de la erosión del margen occidental del Gondwana (Laya & Tucker, 2012).

Consecuentemente, para el Triásico temprano el colapso de este margen, en un arreglo extensivo fomenta un ambiente *fore-/backarc* con un gradiente térmico elevado; lo que propicio el emplazamiento de anatectitas y la migmatización de estas secuencias metamórficas en una segunda fase retrograda (Spikings *et al.*, 2015; Piraquive *et al.*, 2016). Los granitoides peraluminosos tipo-S y las anatectitas corticales reportadas en Perú, la Cordillera Real, la Cordillera Central, la SNSM y en el Bloque Maya son interpretados como granitoides *syn*-tectónicos post-colisionales producto de la fusión de rocas metasedimentarias, y *underplating* de la corteza inferior; en un arreglo extensivo durante el colapso del borde occidental del orógeno de Pangea (Noble *et al.*, 1997; Vinasco *et al.*, 2006; Weber *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2010a; Villagómez *et al.*, 2011a; Riel *et al.*, 2013; 2014; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015).

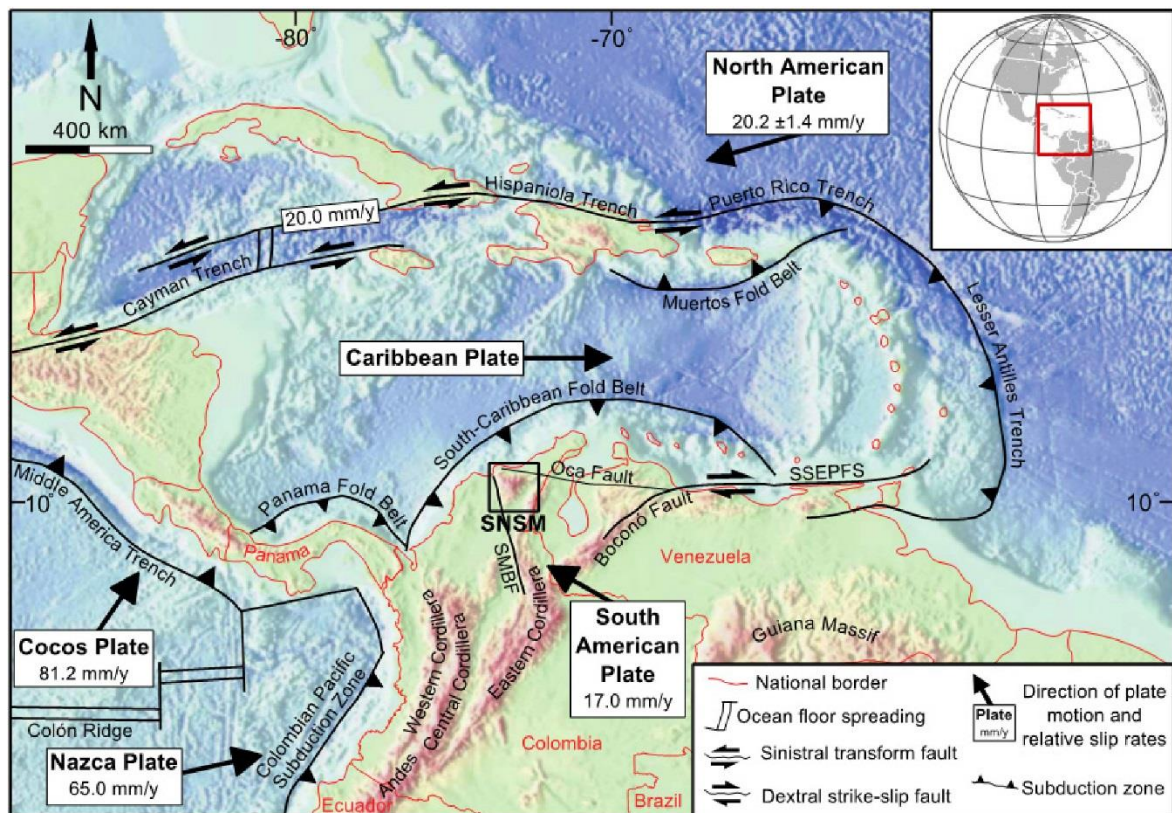


Figura 1. Mapa tectónico actual del Caribe con tasas de movimiento de las diferentes placas (tomado de Quandt, 2013, modificado de Weber *et al.*, 2010). SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta; SMBF: Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga.

De esta forma, cesa el arco volcánico pérmico para dar lugar a la generación de secuencias vulcano-sedimentarias *syn*-tectónicas, durante el Triásico medio y tardío en un arreglo extensivo (Mojica *et al.*, 1996; Kammer & Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Spikings *et al.*, 2016); que

posteriormente involucra la generación de corteza oceánica relacionada a un ambiente de suprasubducción sin la preservación en Colombia de rocas del arco volcánico (Correa-Martínez, 2007; Restrepo, 2008; Giraldo *et al.*, 2010; González-Ospina, 2016). Estas secuencias vulcano-sedimentarias representan el ciclo sedimentario Triásico, y han sido interpretadas como producto del *rifting* intraplaca y *back-arc* (Reitsma, 2012; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015, 2016) a lo largo de todo el margen occidental de Gondwana. Aunque si bien en la SNSM las rocas sedimentarias de esta edad no son muy abundantes, las formaciones Los Indios y Corual serían representantes de este ciclo sedimentario; y se correlacionarían con las secuencias coetáneas de la Formación Payandé en el VSM (Valle Superior del Magdalena) y la Formación El Sudán del VMM (Valle Medio del Magdalena).

La Formación Los Indios aflora en varias áreas de algunos km<sup>2</sup> al norte del trazo de la Falla de Santa Marta, en el piedemonte occidental de la SNSM al norte y sur del Río Ariguaní. La unidad se encuentra conformada por rocas sedimentarias predominantemente lodosas y calcáreas, con conglomerados y arenitas (Trumpy, 1943; Tschanz *et al.*, 1969; Geyer, 1973); y además respecto a su edad Trumpy (1943) y Geyer (1973) identificaron conchostrácodos del Carniano-Noriano. Adicionalmente, la Formación Corual, unidad posiblemente equivalente en tiempo a la Formación Los Indios al encontrarse aparentemente en la misma posición estratigráfica, está compuesta de espesas secuencias de rocas volcánicas en su mayoría básicas. La relación estratigráfica entre estas dos unidades aún no es bien entendida. Sin embargo, además donde las unidades han sido reportadas en una misma área, la Formación Los Indios aflora como la unidad más antigua en el registro sedimentológico, descansando inconformemente sobre el basamento cristalino en "parches" en el macizo (Tschanz *et al.*, 1969).

Las formaciones Los Indios y Corual han sido usualmente agrupadas con las rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico, asociadas a un ambiente de arco de volcánico (Mojica *et al.*, 1996). La interpretación regional más aceptada del ambiente tectónico durante su depósito es de *rifting* continental (Cediel *et al.*, 2003), bien sea *back-arc* (Irving, 1975; Spikings *et al.*, 2015) o intraplaca (Reitsma, 2012; Spikings *et al.*, 2016); en ausencia o no de un arco volcánico. Una interpretación alternativa adelantó Tschanz *et al.* (1969) y Colmenares *et al.* (2007) quienes asocian los depósitos de la Formación Corual a rocas de margen pasivo y de fondo oceánico.

En ese orden de ideas, los depósitos de la Formación Los Indios permitirán entender la sedimentación y la relación de esta unidad con el desarrollo de una posible cuenca de *rift* en el borde NW de Gondwana. Aunque, no existen estudios sedimentológicos, ni estratigráficos que de manera concluyente precisen sus características sedimentológicas, ni tampoco los ambientes de depósito o

su arquitectura facial, que aseguren la asociación de estas secuencias a este evento extensivo. Por otra parte, la Formación Corual, unidad posiblemente equivalente a la Formación Los Indios, carece de los mismos estudios. Señalando que en la Formación Los Indios ocurren tobas inter-estratificadas con las rocas sedimentarias, e intrusiones de rocas básicas; pone en duda si existe una relación entre las rocas volcánicas presentes en ambas unidades. Más concretamente, de si las dos unidades corresponden a un cambio facial parcial o total entre estas; o si son dos unidades en posiciones estratigráficas diferentes.

Consecuentemente, este trabajo pretende caracterizar sedimentológica y estratigráficamente la Formación Los Indios, y determinar su relación con la evolución tectónica del margen NW de Gondwana. Este trabajo parte de un análisis estratigráfico, a través de la descripción de secciones estratigráficas, formulación de facies y ambientes de depósito para las formaciones Los Indios y Corual. Apoyándose, además en litogeoquímica de roca total, que en conjunto permitirá generar un modelo sedimentológico, estratigráfico y tectónico para ambas unidades; y relacionarlas con la tectónica regional para el Triásico medio y tardío en la periferia noroccidental de Gondwana.



## 2. Localización

El área de estudio corresponde a la parte noroccidental de Suramérica, en los piedemontes nororiental, suroriental y noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) (Fig. 2). La zona principal de estudio corresponde al piedemonte occidental de la SNSM en el sector de Los Indios al norte del Río Ariguani, Magdalena (Fig. 3a), y adicionalmente tres zonas de estudio secundarias. La primera al norte de la SNSM, al sur de la Troncal de Caribe a lo largo del Río Corual (Fig. 3c) en los alrededores del municipio Dibulla en el departamento de la Guajira (Colombia). La segunda ubicada al sureste de la SNSM, al noroeste de la ciudad de Valledupar en el departamento del Cesar entre los ríos Palmar y Calderas (Fig. 3b). Y la tercera al norte del municipio de San Juan Cesar en el departamento de la Guajira, en los alrededores de la vía San Juan-La Chorrera (Fig. 3d). La ubicación de las secciones estratigráficas se muestra en la figura 3a.

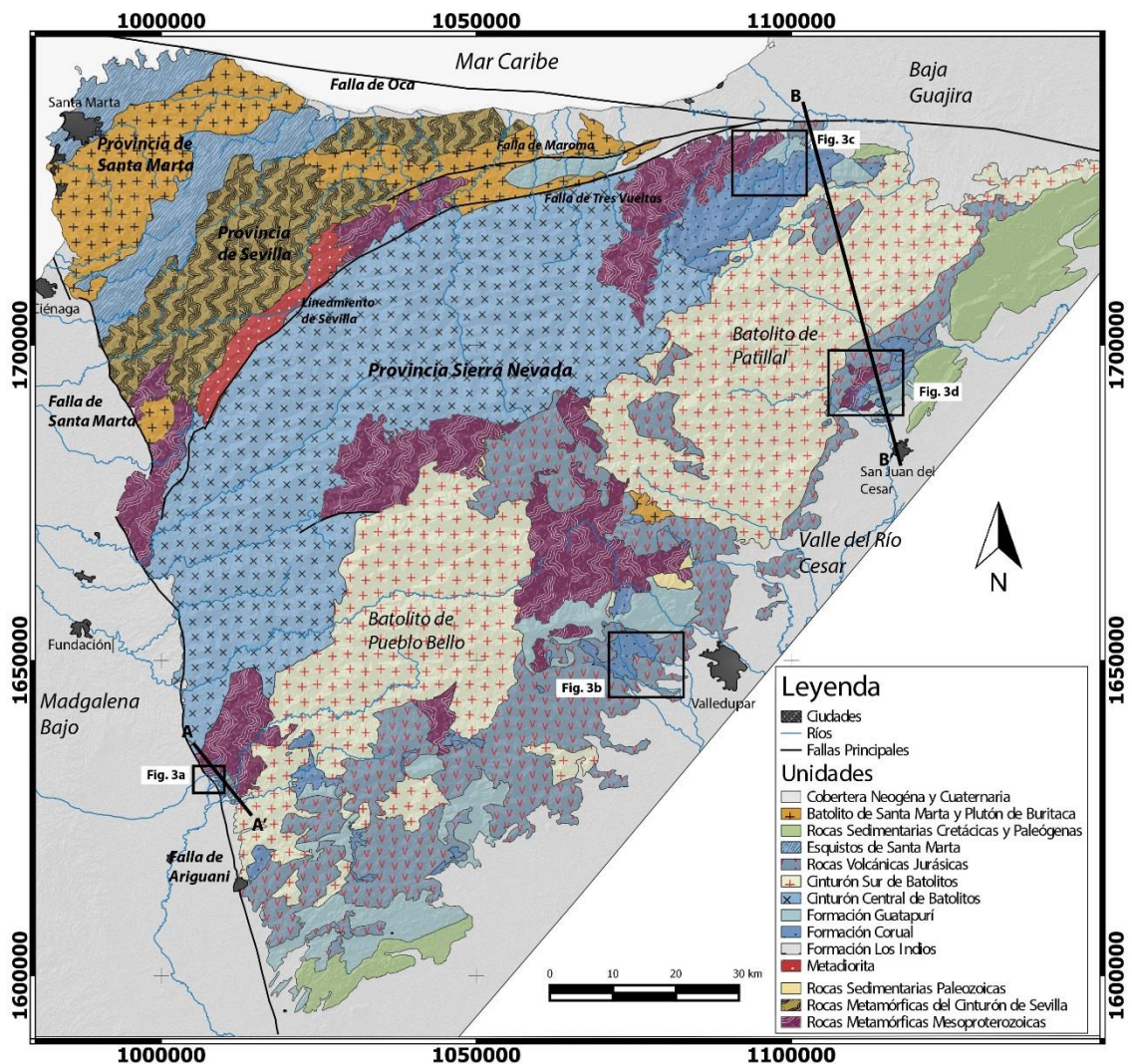
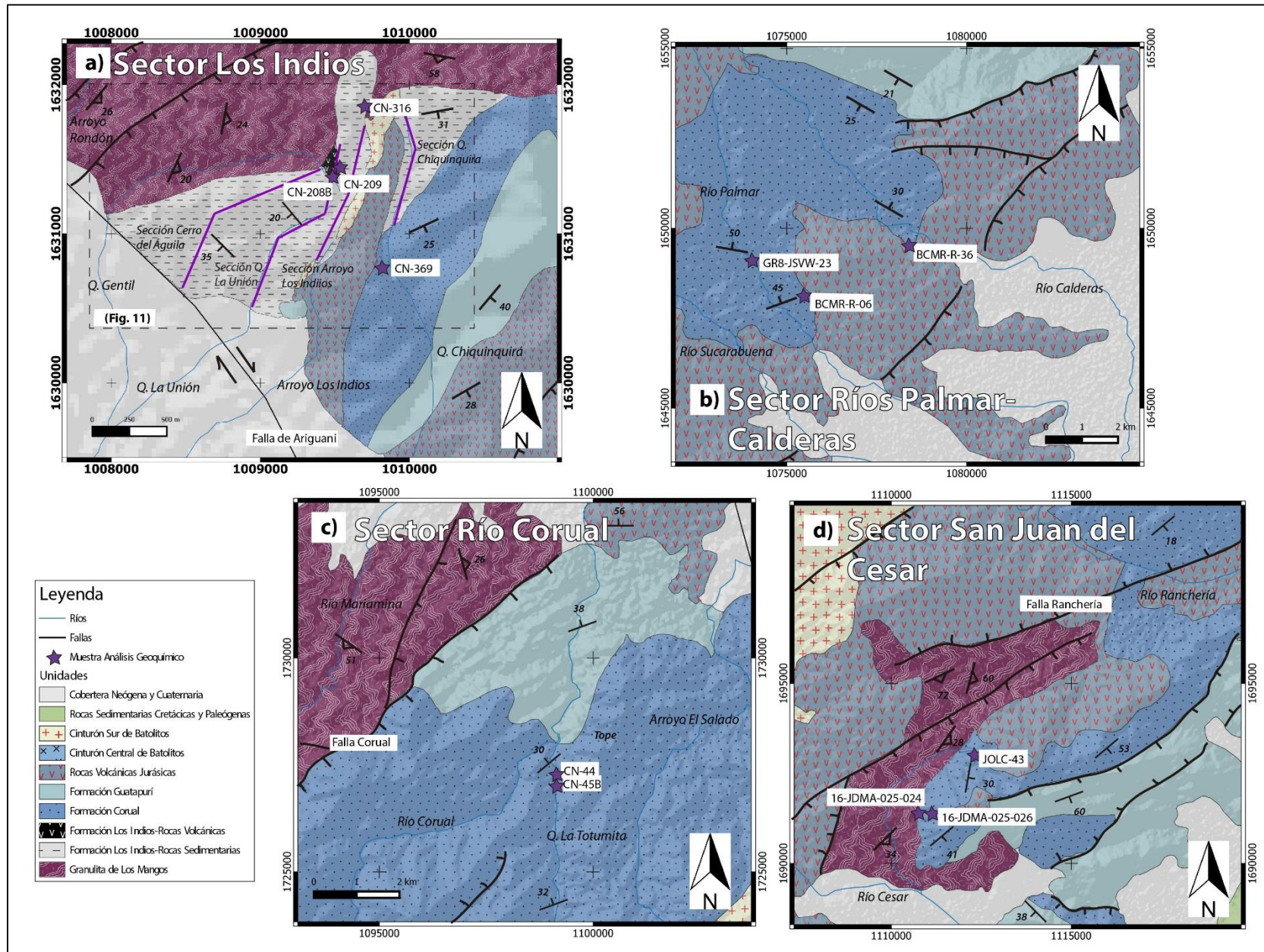


Figura 2. Mapa geológico de la SNSM (modificado de Tschanz *et al.*, 1969, 1974). Los recuadros negros representan las diferentes áreas estudio de la figura 3. Nota: las líneas A-A' y B y B' corresponden con los cortes geológicos de la figura 6.





**Figura 3.** Mapas geológicos de las áreas de estudio con ubicación de las muestras de litogeoquímica. A) Sector de Los Indios, donde se muestra la ubicación de las secciones estratigráficas medidas. El recuadro negro representa el área representada en la figura 11. B) Sector de los Ríos Palmar y Calderas. C) Sector del Río Corual. D) Sector de San Juan del Cesar.

### 3. Marco geológico

#### 3.1 Marco tectónico de la SNSM

La Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) se encuentra ubicada al norte de la Placa Suramericana, en un microbloque denominado Bloque Maracaibo (Cediel *et al.*, 2003; Montes *et al.*, 2010; Ayala *et al.*, 2012), limitando al norte con la Placa Caribe (Fig. 1). Si bien es cierto que el margen continental caribeño y la Placa Caribe se formaron propiamente en el Cretácico tardío, los eventos tectónicos desde el Oligoceno al Plioceno han demarcado la posición y la configuración tectónica actual de la SNSM (Malfait & Dinkelman, 1972; Pindell *et al.*, 2005; Pszczółkowski & Myczyński, 2010). La SNSM consta de un basamento metamórfico mesoproterozoico de tipo Gondwana afectado por la Orogenia Greenville (MacDonald & Hurley, 1969; Tschanz *et al.*, 1974; Ordoñez *et al.*, 2002), testigos de este evento se encuentran en la SNSM como gneises y granulitas en bloques aislados en todo el macizo (Tschanz *et al.*, 1969). Rocas ígneas del Paleozoico temprano no han sido identificadas en la SNSM, que en cuyo caso serían representantes de la Orogenia Caledoniana; rocas de esta edad han sido reportadas en el Macizo de Santander y la Serranía de Mérida (van der Lelij *et al.*, 2015). Escasas rocas sedimentarias marinas del Carbonífero y Devónico se reportan al sur y centro del Macizo (Tschanz *et al.*, 1969), y cuestionablemente se piensa que el protolito de algunas de las rocas metamórficas al norte de este macizo pueden ser también de esta misma edad (Cardona *et al.*, 2010a).

A grandes rasgos, la evolución tardi-paleozoica a mesozoica temprana se caracteriza por (1) un evento colisional correspondiente al Ensamble de Pangea en la Orogenia Alleghaniana durante el Pérmico - Triásico temprano (Cardona *et al.*, 2010a; Montes *et al.*, 2010; Piraquive *et al.*, 2016); y consecuentemente, (2) el colapso orogénico de este macizo. Lo que dio lugar a la formación de migmatitas en un arreglo extensivo correlacionable con lo ocurrido en la Cordillera Central (Vinasco *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011a; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015); con desarrollo de cuencas de *back-arc* en el Triásico medio y tardío. Adicionalmente, durante el Jurásico temprano a medio el extenso arco magmático que tuvo lugar en la SNSM generó dos cinturones muy amplios de granitoides. El primero de ellos, en la parte central de la SNSM de composición intermedia y el otro en la parte sur de composición ácida (Tschanz *et al.*, 1974; Quandt, 2013); acompañados de una cuenca de *back-arc* con abundantes rocas volcánicas y volcanoclásticas al sureste (Radelli, 1962; Colmenares *et al.*, 2007; Bayona *et al.*, 2010). Luego, durante el Cretácico temprano se da origen a un mar epicontinental con depósitos de rocas calcáreas de plataforma hasta el Santoniano (Colmenares *et al.*, 2007). Posteriormente, durante la parte superior del Cretácico tardío y Paleógeno

la acreción/colisión de la placa Caribe sobre Suramérica (Weber *et al.*, 2010) dio lugar al metamorfismo del cinturón más norte de rocas metamórficas (Cardona *et al.*, 2010b; Bayona *et al.*, 2011; Cardona *et al.*, 2012); por último, una rotación y exhumación del macizo acompañada de movimientos normales y de rumbo, y creación de cuencas marginales alrededor de este durante el Oligoceno – Mioceno (Malfait & Dinkelman, 1972; Mann, 1999; Pindell & Kennan, 2009; Montes *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2011b; Ayala *et al.*, 2012; Cardona *et al.*, 2012). Estas deformaciones corticales marcan el emplazamiento del macizo en su contexto actual.

### **3.2 Tectónica triásica-jurásica en Colombia**

Según Mojica *et al.* (1996) durante el Triásico-Jurásico en Colombia se desarrolló una tectónica de distensión que ocasionó un graben supracontinental orientado NNE a SSW, en el que se acumularon sedimentos continentales, marinos y volcanoclásticos. El magmatismo intenso efusivo en gran parte de la región norandina se explica mediante dos modelos: el primero plantea esta actividad ígnea intrusiva y efusiva producto de la subducción de una placa oceánica bajo el Cratón Suramericano. El segundo plantea un adelgazamiento cortical, abombamiento del manto y una zona de distensión supracontinental. El primer modelo de arco magmático con cuencas de *back-arc* es el más aceptado, y ha sido propuesto para plutones y stocks ampliamente distribuidos en la Cordillera Central y el Macizo de Santander. De este arco magmático se destacan las intrusiones de batolitos como el Batolito de Mocoa, Batolito de Ibagué, Batolito de Segovia, la Suite Ígnea del Macizo de Santander, y plutones en la Serranía de San Lucas y el Macizo de Garzón (Bustamante *et al.*, 2010; Leal-Mejía, 2011; Villagómez *et al.*, 2011a; Álvarez-Galíndez, 2013; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015; van der Lelij *et al.*, 2015; Bustamante *et al.*, 2016; Zapata *et al.*, 2016); asimismo, secuencias vulcanosedimentarias interpretadas como volcanismo tipo *back-arc* (Geyer, 1980; Maze, 1984; Mojica & Dorado, 1987; Bayona *et al.*, 1994, 2006; Leal-Mejía, 2011)(Fig. 4).

Bayona *et al.* (2010), basándose en estudios paleomagnéticos postulan para el Triásico tardío y Jurásico temprano paleo-latitudes sur para la SNSM, que concordarían con condiciones áridas, incursiones marinas y un gran episodio magmático producto de una subducción oblicua. Mientras, para el Jurásico tardío estos mismos autores proponen formaciones de grabenes *syn*-extensionales continentales con depósitos marginales en la Serranía de Mérida, Macizo de Floresta y Serranía del Perijá que rotan hacia el occidente. Por otra parte, la SNSM, la Serranía de San Lucas y el Valle Superior del Magdalena se habrían trasladado más de 10 grados de latitud al norte durante el episodio de subducción oblicua.

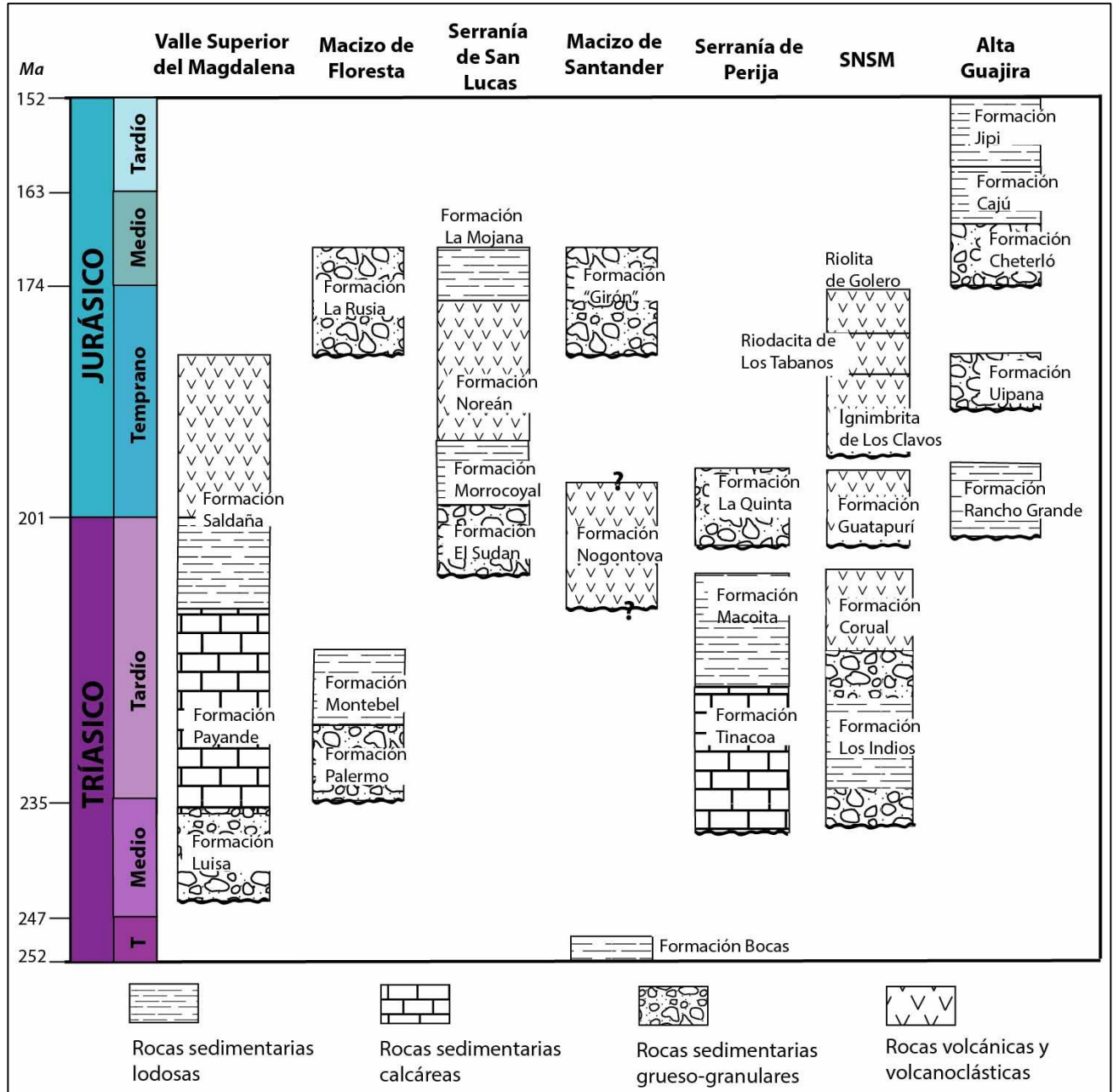


Figura 4. Correlación estratigráfica de las unidades sedimentarias y volcánicas triásicas y jurásicas en Colombia. Basado en Rollins, 1965; Tschanz *et al.*, 1969, 1974; Geyer, 1973; Benedetto & Odreman, 1977; Odreman & Benedetto, 1977; Geyer, 1980; Mojica & Dorado, 1987; Tasch, 1987; Mojica *et al.*, 1996; Kammer & Sánchez, 2006; INVEMAR, 2009; Zuluaga *et al.*, 2009; van der Lelij *et al.*, 2015; Moreno-Sánchez *et al.*, 2016; Quintero *et al.*, 2017.

Kammer & Sánchez (2006) interpretan cuencas de extensión limitadas por fallas normales con depósitos de conglomerados rojos o secuencias fluvio-lacustres, relacionadas a la actividad de la Falla de Bucaramanga. Estas secuencias *syn-rift* granocrecientes, según estos autores, muestran la progradación de abanicos aluviales producto de paleoaltos que sirven de barreras paleogeográficas,



de forma que existe un aislamiento en la distribución de las unidades. Igualmente, proponen un inicio de la sedimentación con influencia marina en donde se incluyen la Formación Los Indios, seguido de unidades de capas rojas continentales o secuencias volcanoclásticas (Fig. 4 y 5, destáquese la posición estratigráfica propuesta de la Formación Los Indios).

Adicionalmente, la Suite Ígnea del Macizo de Santander que consiste en batolitos y stocks elongados con un origen *syn*-cinemático, a través de apófisis alienados a lo largo del trazo de la falla; en conjunto con relaciones estructurales permite inferir la existencia de actividad de la Falla de Bucaramanga durante el Triásico - Jurásico. Según van der Lelij *et al.* (2015) la actividad magmática desde el Pérmico al Jurásico temprano es consecuencia de la subducción a lo largo del borde occidental de Pangea en un régimen extensional que da lugar a grabenes.

Similarmente, Cochrane *et al.* (2014) proponen entre 275 Ma y 240 Ma, compresión y engrosamiento cortical producto de una zona de subducción proto-pacífica, y su posterior colisión durante el ensamble de Pangea Occidental. Para entre 240 Ma y 225 Ma, se propone un adelgazamiento cortical progresivo que ocurrió durante el *rifting* y separación del margen occidental de Pangea; que para entre 225 Ma y 216 Ma culmina con la formación de corteza oceánica. Se muestra como evidencia de este evento la existencia de ofiolitas en Ecuador y Colombia, capas rojas continentales y valle de *rift* a lo largo de Ecuador, Colombia y Venezuela; ejemplificada en la Ofiolita de Aburra. Y finalmente, entre 209 Ma y 185 Ma la subducción del Pacífico se retoma, generando magmatismo de margen activo; arco magmático que continuaría en el norte de los Andes durante el resto del Jurásico.

En concordancia con el evento extensivo del Triásico-Jurásico, Sarmiento-Rojas *et al.* (2006) divide este evento en dos estadios altamente diacrónicos regionalmente, uno con predominancia de sedimentación detrítica en su mayoría marina, y el otro posterior de generación de grandes volúmenes de material volcánico restringida a la parte más superior del Triásico tardío al Jurásico medio. Al occidente este estadio volcánico (formaciones Noreán, La Mojana, Guatapurí, Corual, y el Miembro Prado de la Formación Saldaña) suprayace a la excursión marina caracterizada por una sedimentación fina lodosa y calcárea (formaciones Payandé, Saldaña -Miembro Chicalá, Morrocoyal, y la parte superior de la Formación Los Indios) que ocurre entre el Triásico tardío al Jurásico temprano. Sin embargo, esta sedimentación fina puede estar precedida de sedimentos gruesos posiblemente continentales cuyas edades varían desde el Triásico medio a tardío (formaciones Luisa, El Sudán y la parte inferior de la Formación Los Indios).

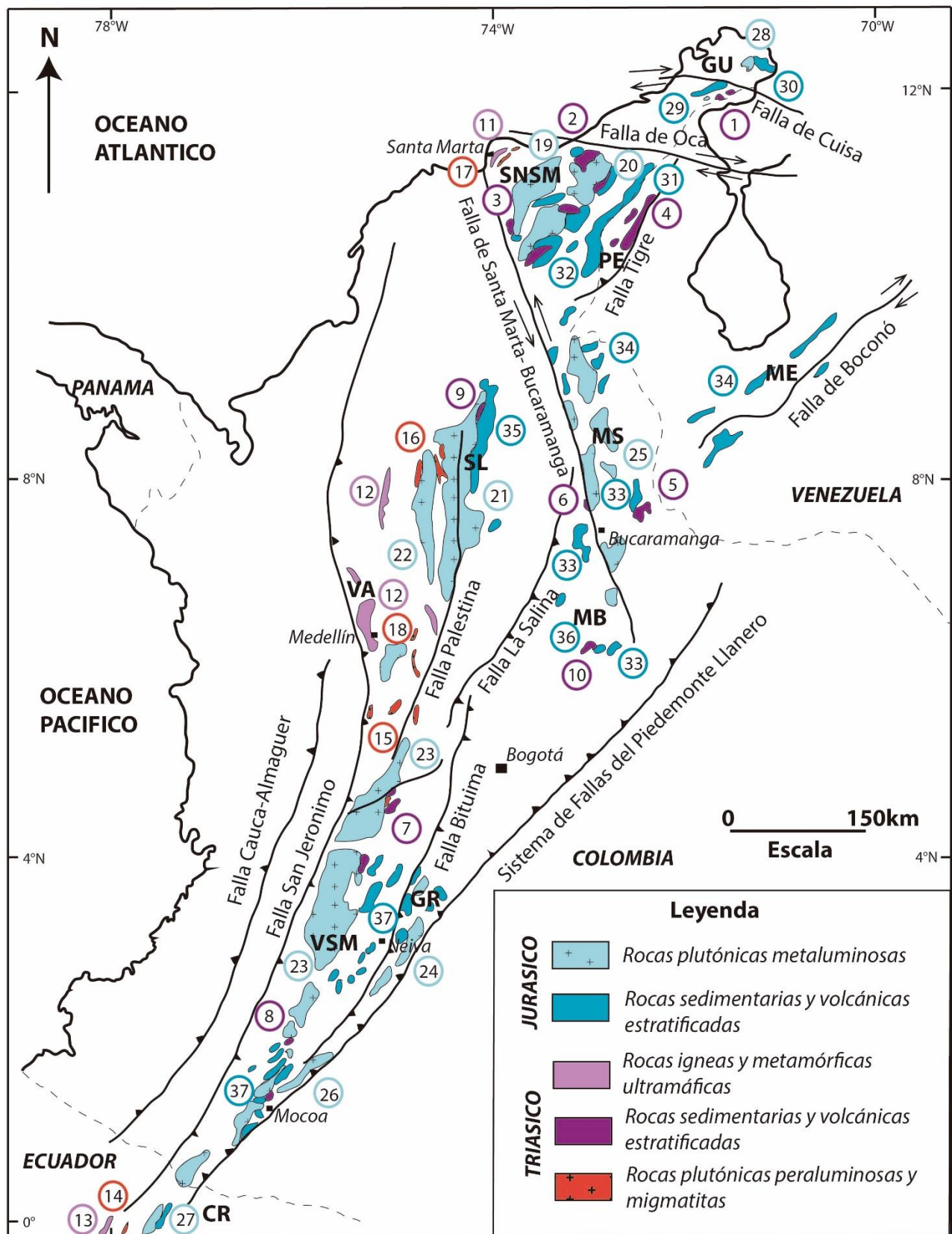


Figura 5. Mapa de las distribuciones de rocas volcánicas, sedimentarias y plutónicas triásicas (Triásico medio y tardío) y jurásicas (Jurásico temprano y medio) en Colombia. Basado en Renz, 1960; Tschanz *et al.*, 1974; Tasch, 1987; Mojica *et al.*, 1995; Leal-Mejía, 2011; Cochrane *et al.*, 2014; van der Lelij *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2015; Piraquive *et al.*, 2016. Abreviaturas: CR, Cordillera Real; GR, Macizo de Garzón; GU, Alta Guajira; MB, Macizo de Floresta; ME, Andes de Mérida; MS, Macizo de Santander; SNSM, Sierra Nevada de Santa Marta; PE, Serranía del Perijá; VA, Valle de Aburrá; VSM, Valle Superior del Magdalena. Lista de unidades: (*Rocas sedimentarias y volcánicas estratificadas del Triásico*) 1, Grupo Cojoro (Formación Rancho Grande y Formación Uitpana); 2, Formación Corual; 3, Formación Los Indios y Formación Corual; 4, Formación Tinacoa y Formación Macoita; 5, Formación Tiburón y Formación Bocas; 6, Formación Nogontova; 7, Formación Luisa y Formación Payandé; 8, Formación Payandé; 9, Formación El Sudán; 10, Formación Palermo y Formación Montebel; (*Rocas ígneas y metamórficas ultramáficas del Triásico*) 11, Esquistos de Gaira y Milonitas de La Secreta; 12, Ofiolita de Aburrá y rocas asociadas (Anfibolita de Santa Helena, Dunita de Medellín, Metabasitas El Picacho, Anfibolita de Medellín, Gabro de Heliconia, Ultramafita de Angelópolis); 13, Ofiolita de Zumba; (*Rocas plutónicas peraluminosas y migmatitas del Triásico*) 14, Granito de Tres Lagunas; 15, Gneis de Abejorral, Gneis de Palmitas, Granito de Amagá, Granito La Honda, Granito El Buey y Granito de Manizales; 16, Gneis de Nechi; 17, Ortogneis de El Encanto; 18, Diorita de Pueblito; (*Rocas plutónicas metaluminosas del Jurásico*) 19, Cinturón Central de Batolitos (Batolito Central, Batolito de Aracataca, Batolito de Bolívar y Batolito de Atanquez); 20, Cinturón Sur de Batolitos (Batolito de Patillal y Batolito de Pueblo Bello); 21, Batolito de San Martín y Batolito de Guamoco; 22, Batolito de Segovia; 23, Batolito de Ibagué y Stock de Payandé; 24, Granito de Garzón, Monzogranito de Altamira y Monzodiorita de Las Minas; 25, Suite Ígnea del Macizo de Santander (Granodiorita del Río Surata, Granodiorita de la Corcova, Granito de Pescadero, Monzodiorita de Santa Bárbara, Tonalita de Paramo Rico, Batolito de Mogotes, Monzogranito de Rionegro y Granito de Vetas-California); 26, Batolito de Mocoa; 27, Granito de Abitagua y Granito de Rosa Florida; 28, Granodiorita de Siapana y Granodiorita de Ipapure; (*Rocas sedimentarias y volcánicas estratificadas del Jurásico*) 29, Formación Cheterlo, Formación Caju, Formación Jipi y Riodacita de La Teta-Ipapure; 30, Formación Cheterlo, Formación Caju y Formación Jipi; 31, Formación La Quinta; 32, Formación Guatapurí, Ignimbrita de Los Clavos, Ignimbrita de La Piña, Ignimbrita de La Caja de Ahorros, Ignimbrita de La Paila, Riodacita de Los Tabanos y Riolita de Golero; 33, Formación Girón; 34, Formación La Quinta; 35, Formación Morrocoyal, Formación Noreán y Formación La Mojana; 36, Formación La Rusia; 37, Formación Saldaña.

Mientras que, para la parte oriental, el primer estadio es de influencia lacustre y ocurre durante el Triásico temprano a medio (formaciones Bocas, Palermo y Montebel), el segundo estadio consta de una sedimentación espesa siliciclástica (con escasas intercalaciones volcanoclásticas) en cuencas continentales extensionales (formaciones “Girón” y La Rusia), aparentemente durante el Jurásico temprano a medio (Mojica & Dorado, 1987; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006). En la Serranía del Perijá aflora las formaciones Macoita y Tinacoa, compuestas de lodolitas, limolitas y rocas calcáreas cuya edad se ha propuesto ser Triásico tardío en un ambiente con influencia marina y lacustre (Forero, 1970; Tasch, 1987). Suprayaciendo a estas unidades discordantemente está la Formación La Quinta que consta de una espesa secuencia de tobas y rocas volcánicas, cuya edad va desde el Triásico más tardío al Jurásico temprano (Benedetto & Odreman, 1977; Maze, 1984; van der Leij *et al.*, 2015). Las formaciones Tinacoa y Macoita representarían el primer estadio, y la Formación La Quinta el segundo. De este modo, la Serranía del Perijá para el Triásico - Jurásico presenta semejanza con la parte occidental del “Terreno Chibcha” en lugar de con la parte oriental como se ha propuesto inicialmente en Sarmiento-Rojas *et al.* (2006).

En la Península de la Guajira rocas sedimentarias marinas desde el Jurásico medio hasta el Cretácico tardío han sido reportadas (Renz, 1960; Rollins, 1960; MacDonald, 1964; Rollins, 1965; Zuluaga *et al.*, 2009), acompañadas de cuerpos volcánicos félsicos no tan espesos y más localizados del Jurásico

temprano y medio (Geyer, 1973, 1980; Zuluaga *et al.*, 2015). De esta manera, el segundo evento amplio de producción volcánica no es tan frecuente aquí como en el resto de Colombia.

### **3.3 Rocas (vulcano-) sedimentarias del Triásico en la SNSM**

Las unidades sedimentarias del Triásico en la SNSM fueron descritas por Tschanz *et al.* (1969), agrupando a las formaciones Los Indios y Corual. La Formación Los Indios es mencionada por Trumpy (1943) bajo el nombre de Banco de Los Indios (o “*Estheria beds*”), posteriormente Tschanz *et al.* (1969) la denominan como Formación. Aflora en el Arroyo Los Indios (afluente del Río Ariguaní) y en los alrededores del Río Ariguancito al Sur de Fundación en los departamentos de Magdalena y Cesar (Colombia). La unidad consiste en una secuencia granodecreciente de conglomerados polimícticos y oligomícticos intercalados con litoarenitas y limolitas hacia la base; y hacia el tope consiste en lodolitas, arenitas y calizas silicificadas con conchostrácodos, ostrácodos, bivalvos y algunos gasterópodos (similares a los encontrados en la Formación Payandé), con una dudosa impronta de una amonita (Trumpy, 1943; Tschanz *et al.*, 1969; Geyer, 1973).

Respecto a su edad existen varias opiniones, en Trumpy (1943) se le asigna una edad de Triásico tardío pre-Retiano con base a conchostrácodos correlacionándola con las formaciones Montebel y Payandé. En Tschanz *et al.* (1969) se le asigna una edad inferida de Pérmico tardío a Triásico temprano solamente por su posición estructural y estratigráfica respecto a las demás unidades del macizo, correlacionando la unidad con la Formación Tinacoa. Sin embargo, Geyer (1973) describe la fauna de este conjunto como del Triásico tardío, correlacionándola con la Formación Montebel. De acuerdo con estos estudios, la edad más precisa de la Formación Los Indios es Carniano-Noriano, considerando los fósiles de conchostrácodos descritos en esta unidad (Trumpy, 1943; Geyer, 1973).

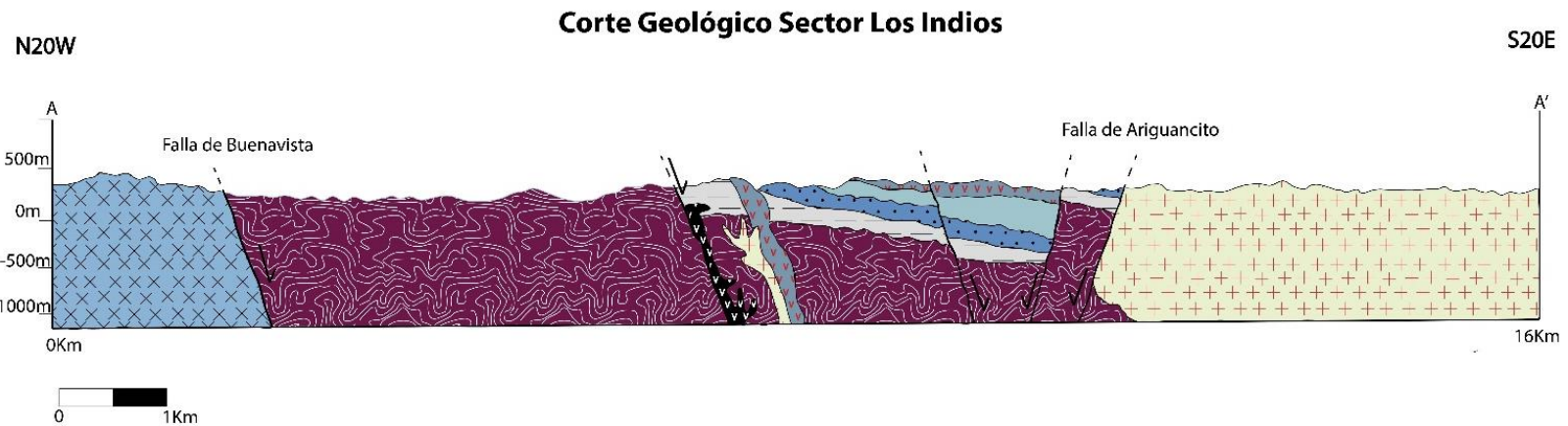
Por otro lado, la Formación Corual está compuesta en su mayoría por basaltos y rocas efusivas básicas estratificadas con intrusiones de andesitas porfidíticas. Tschanz *et al.* (1969, 1974) reportan intercalaciones con limolitas tobáceas y arcosas, que en campo son clasificadas como riolitas. La Formación Corual fue definida inicialmente en el Río Corual, en la vertiente septentrional de la SNSM, pero por acceso limitado la unidad no pudo ser estudiada en su totalidad en esta localidad. La unidad aflora en varias localidades de la Provincia Sierra Nevada, como lo son las áreas de Ariguaní, Corral de Piedras, Cumchuruba, Sucarabuena, y Garupal, entre otras. La edad de esta unidad se presume del Triásico por sus relaciones estratigráficas.

La Formación Corual es suprayacida por la Formación Guatapurí, e intruida por el Cinturón Sur de Batolitos de edad Jurásico temprano (INVEMAR, 2009); sin embargo, no existen dataciones radiométricas de la Formación Corual. No obstante, Tschanz *et al.* (1969) correlaciona litológica y

estratigráficamente la Formación Corual con la Formación Macoita de la Serranía del Perijá. Adicionalmente, los trabajos citados no han esclarecido la relación estratigráfica entre las formaciones Corual y Los Indios, además ambas unidades pueden descansar sobre el basamento metamórfico (Tschanz *et al.*, 1969; Colmenares *et al.*, 2007) (Fig. 6).

**Figura 6.** Cortes geológicos A-A' y B-B' basados en Tschanz *et al.* (1969). A) Sector de Los Indios. B) Sectores Río Corual y San Juan del Cesar.



a)



b)



### Leyenda

- |  |   |
|--|---|
|  Formación Guatapurí                      |  Cobertera Neógena y Cuaternaria             |
|  Formación Corual                         |  Rocas Sedimentarias Cretácicas y Paleógenas |
|  Formación Los Indios-Rocas Volcánicas    |  Cinturón Sur de Batolitos                   |
|  Formación Los Indios-Rocas Sedimentarias |  Cinturón Central de Batolitos               |
|  Granulita de Los Mangos                  |  Rocas Volcánicas Jurásicas                  |

## 4. Metodología

### 4.1 Trabajo de campo

Dentro del desarrollo de esta investigación se contó con una fase de campo, que consistió en la recopilación de trabajos entre los que se destacan: Gansser (1955), Radelli (1962), Tschanz *et al.* (1969, 1974) y Colmenares *et al.* (2007) como base cartográfica preliminar. En segundo lugar, la fase de campo se desarrolló en el marco del proyecto: “Eventos tectónicos en el margen caribeño colombiano e implicaciones para la evolución del bloque norandino”. Dicha fase consistió en comisiones de campo en los años 2015, 2016 y 2017 en los piedemontes occidental, suroriental y norte de la SNSM. Consecuentemente, se realizó la descripción de columnas estratigráficas detalladas y semidetalladas de la Formación Los Indios. Correspondientes a dos columnas detalladas a escala 1:50 en las secciones la Quebrada La Unión y el Arroyo Los Indios; y dos semidetalladas a escala 1:250 en las secciones Cerro del Águila y Quebrada Chiquinquirá (Fig. 3a y ANEXO 1a). La medición se realizó de manera directa por medio de bastón de Jacob, cinta métrica y brújula; incluyendo la localización con GPS y mapa topográfico del área de estudio. Se realizaron mediciones de paleocorrientes en 27 estaciones a lo largo de las cuatro secciones en diferentes partes de las columnas. Estas medidas fueron obtenidas usando como criterios la imbricación de clastos y turboglifos en conglomerados, y en arenitas la estratificación cruzada en artesa.

Adicionalmente, se efectuó la descripción de secciones estratigráficas compuestas generalizadas de la Formación Corual en cuatro localidades: Quebrada Chiquinquirá, Ríos Palmar-Calderas, San Juan del Cesar y Río Corual (Fig. 3). Simultáneamente, se hizo un muestreo de rocas de todas las secciones y litologías para petrografía y geoquímica de tanto la Formación Los Indios, como la Formación Corual.

En orden de estandarizar las clasificaciones de las rocas sedimentarias se empleó la escala de espesores de capas y láminas de Ingram (1954) modificado por Campbell (1967), y para la selección de partículas se siguió a Pethijohn *et al.* (1973). La clasificación de rocas sedimentarias terrígenas está basada en Folk (1980) teniendo en cuenta la escala granulométrica de Wenworth (1922). La clasificación composicional de rocas calcáreas se realizó según Folk (1980), y la textual de acuerdo con Dunham (1962). Para determinar el grado de bioturbación se utilizó la clasificación de Moore & Scrutton (1957). Igualmente, para la descripción de rocas volcánicas y volcanoclásticas se siguió la nomenclatura propuesta por Le Bas & Streckeisen (1991) y Schmid (1981) respectivamente.



#### **4.1.1 Columnas estratigráficas**

La representación de columnas estratigráficas consta de cuatro secciones de la Formación Los Indios a escala 1:250, y de las dos columnas detalladas (de estas mismas secciones) a escala 1:50. Dichas columnas incluyen geometría de contactos, litología, tamaño de grano, y características texturales y composicionales destacables; para tanto rocas terrígenas, como para rocas calcáreas. De manera esquemática planea representarse la relación de tamaño de los clastos tamaño grava, y geometría de las capas. La representación de los tipos de capas no es posible debido a la escala, pero se intenta mostrar esta relación en los diferentes intervalos de la columna. La posición estratigráfica de las muestras, mediciones de paleocorrientes y asociaciones de litofacies también son graficadas en las diferentes columnas. Para las columnas de la Formación Corual, la representación litológica será el principal componente; se incluye además la ubicación de las muestras y una comparación con las granulometrías de rocas terrígenas en orden de facilitar su observación gráfica.

#### **4.2. *Análisis petrográfico***

Se realizó el análisis petrográfico de 22 secciones delgadas de la Formación Los Indios de las secciones Quebrada La Unión y Arroyo Los Indios (11 muestras en cada sección), dado que se tratan de las secciones con mayor detalle. En este muestreo se busca representar las rocas más destacables de las diferentes partes de la unidad, razón por la que se incluyen no solo rocas sedimentarias, sino también volcánicas. Para la clasificación textural y composicional de las rocas sedimentarias terrígenas, sedimentarias calcáreas y volcánicas se realizó un conteo tradicional de 300 puntos distribuidos en toda la sección delgada, incluyendo armazón, matriz, cemento y porosidad primaria. En cada punto se tienen en cuenta la composición de la partícula, el contacto y el tamaño; adicionando una descripción textural y composicional general de las rocas, así como un análisis diagenético de las mismas. Las rocas sedimentarias se diferenciaron teniendo en cuenta el contenido de terrígenos vs aloquímicos y químicos. Igualmente, se realizó la distinción de arcilla de las partículas limo y arena en el componente terrígeno; en seguida, a las partículas limo y arena se realizó una discriminación de los componentes donde los líticos plutónicos y de gneis son incluidos como feldespatos. Para las clasificaciones no se incluyen minerales accesorios y otros componentes que no pertenezcan al sistema de clasificación propuesto para cada tipo de roca.

#### **4.3 *Análisis sedimentológico***

El análisis sedimentológico de la Formación Los Indios se realizó mediante la identificación de facies existentes, la formulación de asociaciones de litofacies, y una posterior interpretación de procesos y ambientes sedimentarios. La formulación de facies fue realizada teniendo en cuenta la metodología de Miall (1977) y Ghibaudo (1992). Para las rocas de la Formación Corual se realizó



una interpretación de procesos y ambientes geotectónicos (incluyendo los datos geoquímicos). En ambas unidades se consideró la arquitectura facial. La variación composicional de terrígenos ha sido efectuada determinada cualitativamente en rocas conglomeráticas *in-situ*, y cuantitativamente a partir de las secciones delgadas de muestra de roca. Las rocas sedimentarias con >50% de terrígenos son utilizadas para el análisis de proveniencia.

#### ***4.4 Análisis geoquímico***

A 12 muestras de rocas de las formaciones Los Indios y Corual (3 y 9 respectivamente) se les realizó análisis litogeoquímicos de rocas total de elementos mayores, elementos traza y tierras raras en el Laboratorio ALS. En primera medida las muestras fueron pesadas, trituradas, pulverizadas y tamizadas; luego se efectuó fusión en borato de litio, y disolución en ácido. Posteriormente, se realizaron los análisis mediante Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS). Los resultados de esta litogeoquímica de roca total fueron utilizados para la clasificación geoquímica de rocas y discriminación de ambientes geotectónicos utilizando el programa GCDKit. Adicionalmente, los datos geoquímicos de elementos trazas y de tierras raras son graficados en los diagramas *spider* normalizados al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) y a la condrita C1 (Nakamura, 1974).

#### ***4.5 Geocronología detrítica***

Igualmente, se le realizó análisis geocronológicos de U-Pb en circón para la muestra CN-41. Las edades fueron obtenidas mediante análisis LA-ICP-MS para un total de 161 puntos, incluyendo núcleos y anillos para 96 circones detríticos, de los cuales solamente las edades concordantes son consideradas para la interpretación. Dichos análisis fueron realizados en el laboratorio de Geocronología de la ETH-Zurich (Suiza).

## 5. Resultados

### *5.1 Sedimentología de la Formación Los Indios*

De manera general, la Formación Los Indios reposa discordantemente sobre la Granulita de Los Mangos al NW; donde las capas se truncan casi ortogonalmente sobre esta unidad (Fig. 3a). Complicaciones estructurales como pliegues y fallas mayores no han sido identificadas; de esta forma no ocurren repeticiones, ni pérdida de intervalos estratigráficos. Las unidades sedimentarias y volcánicas reposan en un monoclinal, donde las rocas más antiguas se encuentran hacia el occidente. Adicionalmente, los contactos de estas unidades tienden a ser oblicuos con la estratificación; sin embargo, dicha característica se asocia con levantamientos posteriores.

Hacia el E la unidad es suprayacida concordantemente por rocas de la Formación Corual, y a su vez por la Formación Guatapurí. Los conglomerados del Cenozoico reposan discordantemente a lo largo del piedemonte occidental de la SNSM en dirección N70W suprayaciendo todas las unidades, incluyendo el basamento. Igualmente, la Formación Los Indios hacia la parte oriental es intruida por las rocas de la Ignimbrita de Golero en un septo de dirección N-S, que la separa inequitativamente en dos (Fig. 3a). Al occidente de ese septo ocurren cuerpos rectilíneos alargados de composición riolítica-dacítica. Numerosas de estas intrusiones, e intrusiones gabroides han sido identificadas, pero no mapeadas debido a su pequeña extensión areal. Hacia la parte S se presenta un afloramiento aislado de rocas correspondientes a la Formación Guatapurí que suprayace discordantemente la Formación Los Indios.

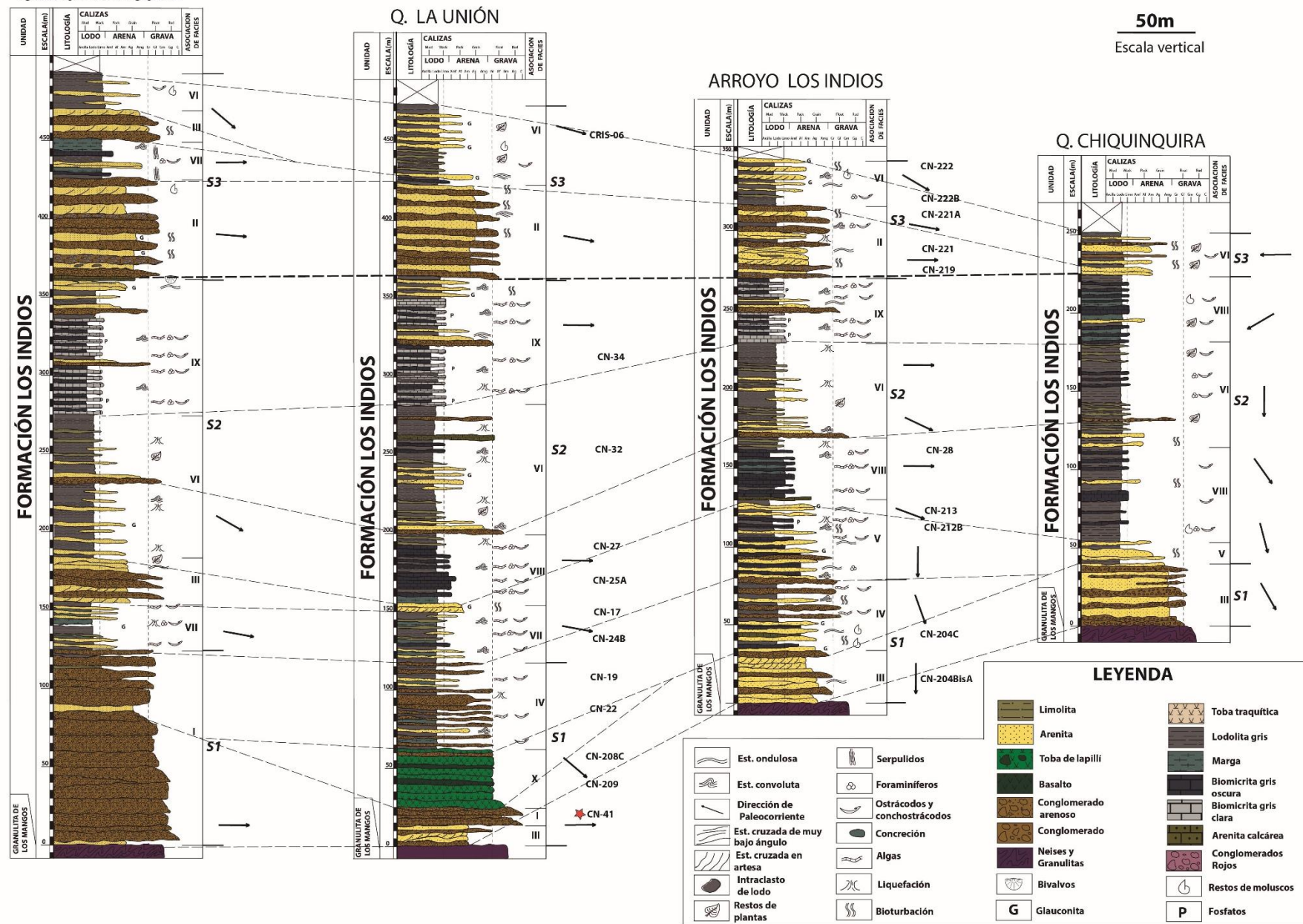
#### **5.1.1 Secciones estratigráficas**

La descripción de columnas es resumida a continuación y representada en la Figura 7. (Adicionalmente, ver ANEXOS 1a, 1b y 2). La Formación Los Indios fue dividida en sus cuatro secciones en tres segmentos que son sucesivamente más finogranulares hacia el oriente, es decir rocas gruesogranulares predominan en la sección Cerro del Águila; mientras que en las secciones Arroyo Los Indios y Quebrada Chiquinquirá sus equivalentes tienen litologías notablemente más finas (la ubicación de las secciones estratigráficas es mostrada en la figura 3a). El segmento 1 es definido por la predominancia conglomerados y arenitas desde la base hasta cuando las litologías finogranulares, como lodolitas y biomicritas, son más abundantes. Esta abundancia de litologías finogranulares es distintiva del segmento 2, y este segmento continua hasta la masiva aparición de conglomerados y arenitas del segmento 3. Destáquese que el segmento 3 en la Quebrada Chiquinquirá se definió por un aumento de arenitas y conglomerados respecto al segmento 2.

NW

CERRO DEL AGUILA

SE



**Figura 7. Columnas estratigráficas semidetalladas de la Formación Los Indios en las secciones Cerro del Águila, Quebrada La Unión, Arroyo Los Indios y Quebrada Chiquinquirá. Las líneas punteadas representan una correlación litológica propuesta. S1, S2 y S3 representan los diferentes segmentos en cada sección. El datum de correlación (línea punteada gruesa) utilizado corresponde a la base del segmento 3. La estrella roja corresponde con la muestra CN-41, a la que se le realizó geocronología U-Pb en circón.**

#### 5.1.1.1 Sección Cerro del Águila.

La columna estratigráfica de la sección Cerro del Águila se describió desde la confluencia de la ladera norte del Cerro del Águila con la Quebrada Gentil, y posteriormente por esta ladera paralela a esa quebrada. El contacto a la base es discordante, descansando la Formación Los Indios sobre la Granulita de Los Mangos. Hacia el tope la unidad es suprayacida discordantemente por conglomerados del Cenozoico. En esta sección la unidad muestra un espesor total de 494 m. La sección fue dividida en tres segmentos de base a tope. Un primer segmento, compuesto principalmente de conglomerados; el segundo, compuesto de intercalaciones de lodolitas y arenitas. Finalmente, un segmento superior compuesto de arenitas y conglomerados; en menor medida lodolitas.

#### 5.1.1.2 Sección Quebrada La Unión

La columna estratigráfica de la sección Quebrada La Unión se describió desde la parte superior de la Quebrada Gentil, y posteriormente a lo largo de la Quebrada La Unión. El contacto a la base es inconforme, descansando la Formación Los Indios sobre la Granulita de Los Mangos. Hacia el tope la unidad es suprayacida discordantemente por conglomerados y arenitas tobáceas rojas de la Formación Guatapurí. En esta sección aflora un espesor total de 465 m. La sección fue dividida en tres segmentos de base a tope. El primer segmento, compuesto de conglomerados suprayacidos por tobas y basaltos. Un segundo segmento, compuesto de lodolitas, biomicritas y en menor medida arenitas. En último lugar, un tercer segmento arenoso-conglomerático suprayacido de una intercalación de lodolitas y arenitas.

#### 5.1.1.3 Sección Arroyo Los Indios

La columna estratigráfica de la sección Arroyo Los Indios se describió desde la ladera norte del cerro que el Arroyo Los Indios de la Quebrada Chiquinquirá, y posteriormente a lo largo del Arroyo Los Indios. El contacto en la base es discordante, descansando la Formación Los Indios sobre la Granulita de Los Mangos; no obstante, es común encontrar intrusiones de pórfidos dacíticos, y en el contacto con la Granulita de Los Mangos ocurren diques gabroides. Hacia el tope la unidad es suprayacida discordantemente por conglomerados del Cenozoico. En esta sección aflora un espesor total de 346 m. La sección fue dividida en tres segmentos de base a tope. El primer segmento está compuesto de arenitas y conglomerados; en la parte superior del segmento ocurre en menor medida lodolitas y biomicritas. Un segundo segmento, compuesto de lodolitas y biomicritas con ocasionales arenitas y

conglomerados. Finalmente, un tercer segmento arenoso-conglomerático que es suprayacido por lodolitas y arenitas.

#### 5.1.1.4 Sección Quebrada Chiquinquirá

La columna estratigráfica de la sección Quebrada Chiquinquirá se describió a lo largo de la Quebrada Chiquinquirá desde su nacimiento. El contacto a la base es inconforme, descansando la Formación Los Indios sobre la Granulita de Los Mangos, aunque numerosos diques gabroides se encuentran en este contacto. Hacia el tope la unidad es suprayacida concordantemente por tobas dacíticas y basaltos de la Formación Corual. En esta sección aflora un espesor total de 252 m. La sección fue dividida en tres segmentos de base a tope. El primer segmento está compuesto con arenitas y conglomerados; la parte superior presenta una intercalación de lodolitas y arenitas. Un segundo segmento, compuesto de lodolitas y biomicritas; suprayacido por un tercer segmento con lodolitas y arenitas, y algunos conglomerados.

#### **5.1.2 Facies**

Se han propuesto 16 facies litológicas en la Formación Los Indios (Tabla 1), estas han sido separadas en primera medida por litologías mayores en conglomerados arenosos (GS), conglomerados intraformacionales (MyG), arenitas (S), limolitas y lodolitas (M), biomicritas y margas (Bm), y, tobas y basaltos (V). Adicionalmente, se adiciona la estructura sedimentaria prevaleciente en la capa; en algunos casos, las intercalaciones o mezclas de litologías hacen parte de nuevas facies.

Litofacies	Características principales	Estructuras sedimentarias	Procesos e interpretación
<b>Facies I (mGS)</b> <i>Conglomerados arenosos masivos</i>	Conglomerados arenoso clasto- o matriz-soportado con clastos tamaño guijo y canto, en capas tabulares medias a gruesas con bases no erosivas, y una ligera gradación normal en el tope. Las bases presentan ocasionalmente una muy débil imbricación y gradación inversa. Matriz mayoritariamente arena-limo, ocasionalmente arena-limo-arcilla. La selección es mala a muy mala, y el arreglo de los clastos es mayoritariamente caótico. Común cemento calcáreo o siderítico. (Fig. 8a-c).	Masiva, ocasionalmente laminación débil. Localmente imbricación de clastos y gradación débil.	Rápida sedimentación en masa por congelamiento friccional de flujos hiperconcentrados con dispersión de clastos de grava (flujos de derrubios no cohesivos).
<b>Facies II (gsGS)</b> <i>Conglomerados arenosos gradados</i>	Conglomerado arenoso clasto- o matriz-soportado con clastos tamaño grano a guijo imbricados hacia la base, en capas medias y gruesas con geometrías tabulares, ocasionalmente lenticulares o cuneiforme. Presenta gradación normal o inversa-normal, y bases erosivas o desarrollo de <i>scours</i> . La selección es mala y los clastos son subangulosos a suredondados. Puede presentar en los topes gradación a arenita estratificada o masiva ligeramente granular, el contacto puede ser transicional o neto. El cemento es principalmente siderítico o calcáreo, y localmente tiene intraclastos lodosos. (Fig. 8d y e).	Laminación paralela. Gradación normal e inversa. Común la imbricación de clastos. Estructura en pilar y bases erosivas.	Rápida sedimentación grano a grano de un flujo turbulento con dispersión grava y arena. Depósitos de tracción de un flujo de gravedad turbulento rico en grava, ocasionalmente rico en arena.
<b>Facies III (gMyG)</b> <i>Conglomerados arenosos intra-formacionales gradados</i>	Conglomerados arenosos matriz-soportado arenosos con gradación normal, y arenitas conglomeráticas con estratificación sub-horizontal paralela y ondulosa, con bases erosivas en capas medias y gruesas. Los clastos tienen tamaño guijo, e intraclastos calcáreos y lodosos > 50%. Contenido de arena 30% a 60%, y cemento calcáreo. Media a mala selección. Los clastos tienen a tener formas elípticas y una fuerte imbricación. (Fig. 8f).	Gradación normal, laminación paralela. Bases erosivas	Flujos turbulentos no cohesivos con sedimentación rápida por suspensión grano a grano con erosión y retrabajamiento del fondo del depósito.
<b>Facies IV (gS)</b> <i>Arenitas granulares gradadas y estratificadas</i>	Arenitas medias a gruesas ligeramente granulares con estratificación subhorizontal paralela con gradación inversa, inversa-normal o normal, en capas delgadas y medias tabulares. Ocasionalmente presentan intraclastos lodosos. Las bases pueden ser netas planas o presentar <i>scouring</i> . Espesor del conjunto de capas 30-100cm. (Fig. 8g y h).	Estratificación subhorizontal paralela. Gradación inversa, inversa-normal o normal.	Depósito de tracción de la carga de fondo de un flujo de gravedad turbulento.
<b>Facies V (mS)</b> <i>Arenitas masivas</i>	Arenitas finas a medias masivas muy ocasionalmente granular con cemento calcáreo y buenas selección en capas medias. Localmente ocurren intraclastos de lodo elongados e intensa licuefacción y fluidización. La geometría de las capas es tabular y el espesor de las capas varía de 30-60cm. (Fig. 9a y b)	Principalmente masiva. Localmente gradación normal o inversa débil. Estructura en <i>dish</i> . Licuefacción y fluidización.	Flujo de sedimentos por gravedad no cohesivo con dispersión de arena, local congelamiento friccional, erosión y retrabajamiento del fondo del depósito de un flujo de gravedad turbulento.
<b>Facies VI (IS)</b> <i>Arenitas laminadas</i>	Arenitas finas a media con laminación sub-paralela y granodecrecimiento en capas delgadas con buena selección. Las capas tienen geometrías tabulares, usualmente	Laminación paralela. Gradación normal e inversa.	Depósitos de tracción de la parte diluida de un flujo de gravedad turbulento, con

**Tabla 1. Facies identificadas en la Formación Los Indios. La nomenclatura de facies está basada en Miall (1977), Ghibaudo (1996) y Guarín (2005). Adicionalmente se incluye el mecanismo de transporte y los procesos sedimentarios.**

	suprayacen las rocas de la facies <i>mS</i> . Las capas pueden presentar estratificación convoluta. (Fig. 9a).	Estructura en <i>dish</i> y en <i>flamme</i> . Poca común estratificación convoluta.	decantación de sedimentos en suspensión.
<b>Facies VII (rS)</b> <i>Arenitas con ondulitas</i>	Arenitas finas a muy finas con laminación oblicua, y desarrollo de ondulitas o <i>ripples</i> . La selección es buena a muy buena. Las capas son muy delgadas y delgadas, y tienen geometría cuneiforme y granodecrecimiento entre láminas. Esta facies es a menudo acompañada por rocas de la facies <i>lS</i> . (Fig. 8f).	Laminación oblicua. Gradación normal entre láminas.	Depósitos de tracción de la parte diluida de un flujo de gravedad turbulento.
<b>Facies VIII (gM)</b> <i>Lodolitas y limolitas gradadas</i>	Intercalación de lodolitas débilmente laminadas y limolitas estratificadas, con gradación normal en capas delgadas. Los topes pueden ser transicionales o netos entre las limolitas y lodolitas. Ocasionalmente puede ser masivas. Muy común licuefacción, fluidización y estratificación convoluta. Espesor del conjunto de capas 10-40cm. (Fig. 9c y d).	Laminación paralela débil. Gradación normal. Licuefacción, fluidización y estratificación convoluta Poco común masiva.	Depósitos de suspensión de un flujo de gravedad turbulento.
<b>Facies IX (xS)</b> <i>Arenitas con estratificación cruzada</i>	Arenita fina a media moderadamente bioturbada con estratificación cruzada de bajo ángulo o en artesa. Composicionalmente, puede ser glauconítica o con cemento calcáreo, y tiene media a buena selección. Se presenta en capas o en conjuntos de capas con espesores de entre 70-150cm, y con geometrías cuneiformes. (Fig. 9e). Es muy común encontrar restos de plantas, tanto hojas y tallos en este tipo de litología.	Estratificación cruzada en artesa o plana, con cambio de tamaño de grano entre láminas. Bioturbación. Laminación oblicua.	Depósitos de tracción de la carga de fondo de un flujo supercrítico, con generación de dunas submarinas por encima del nivel del oleaje diario normal.
<b>Facies X (sS)</b> <i>Arenitas con estratificación ondulosa</i>	Arenita fina a media con estratificación ondulosa moderada a intensamente bioturbada con cemento calcáreo, común estratificación <i>swaley-hummocky</i> . Presenta buena selección, nódulos calcáreos y es frecuentemente glauconítica. Las capas pueden o no estar amalgamadas, y la geometría de capas es no paralela, tendiendo a ser cuneiforme-lenticular. (Fig. 9f).	Estratificación ondulosa Estratificación <i>swaley-hummocky</i> Laminación oblicua y ligera gradación normal. Bioturbación intensa.	Depósitos submarinos por debajo del nivel de oleaje diario normal. Altamente bioturbados durante prolongados periodos sin tormentas.
<b>Facies XI (ISM)</b> <i>Lodolitas y arenitas estatificadas</i>	Predominantes lodolitas grises oscuras laminadas intercaladas con arenitas cementadas bioturbadas bien seleccionadas, con estratificación ondulosa y lenticular, en capas delgadas y muy delgadas. No ocurre amalgamación de arenitas. Los lentes de arenitas con laminación oblicua son comunes, y presentan concreciones calcáreas. (Fig. 9h).	Estratificación ondulosa y lentes de arenitas. Laminación plana.	Alternancia de caída por suspensión y débiles corrientes por debajo del nivel de oleaje de tormentas.
<b>Facies XII (IM)</b> <i>Lodolitas y limolitas laminadas</i>	Intercalación de lodolitas grises oscuras y grises verdosas con conchostrácodos, ostrácodos, gasterópodos, fragmentos de peces, foraminíferos bentónicos y restos de plantas; con limolitas laminadas en capas delgadas y muy delgadas tabulares. Tienen baja a media bioturbación. Algunas capas tienen laminación incipiente o muy débil. (Fig. 9g y 10a).	Laminación horizontal a ondulosa.	Depósitos de caída por suspensión por debajo del nivel de tormentas.

<b>Facies XIII (BmS)</b> <i>Biomicritas arenosas</i>	Biomicritas <i>wackestone</i> arenosas con fragmentos de conchas de moluscos, incluyendo bivalvos, gasterópodos y aparentes restos de cefalópodos muy mal preservados. Localmente gradan a arenitas calcáreas bioturbadas. Muy rara presencia de bioesparitas <i>rudstone</i> de bivalvos. (Fig. 10c).	Masivas a laminación fina.	Régimen submarino de media a alta energía con corrientes débiles por encima del nivel de las tormentas.
<b>Facies XIV (IBM)</b> <i>Margas y biomicritas wackestone laminadas</i>	Lodolitas gris oscura calcáreas (margas) intercaladas con biomicritas <i>wackestone</i> gris oscura con concreciones calcáreas, conchostrácodos, ostrácodos, algas, esponjas calcáreas y foraminíferos bentónicos, parcialmente a totalmente silicificadas. Las capas son muy delgadas y delgadas con geometría planoparalela. Ocasionales capas de fosforitas. Escasas cavidades de gusanos tubícolas. (Fig. 10b, d y f).	Laminación plana.	Régimen submarino de baja energía por debajo del nivel de las tormentas.
<b>Facies XV (Bmfp)</b> <i>Intercalación micritas fosilíferas mudstone y biomicritas wackestone</i>	Intercalación biomicritas <i>wackestone</i> gris claro con micritas <i>mudstone</i> gris parcialmente silicificadas con algas, conchostrácodos, foraminíferos bentónicos en capas delgadas. Ocasional presencia de fosforitas con restos de peces. La laminación y estratificación es plano-paralela, aunque la deformación y plegamiento <i>syn-sedimentario</i> es recurrente. Esporádicamente tienen estratificación convoluta, licuefacción y fluidización. Presenta raramente dolomitización y sideritización. (Fig. 10e).	Laminación planoparalela Poca común estratificación convoluta, licuefacción, fluidización. Estructura en <i>flamme</i> .	Régimen submarino de baja energía por debajo del nivel de las tormentas con esporádicas corrientes de baja energía.
<b>Facies XVI (Vtb)</b> <i>Tobas y basaltos</i>	Tobas vítreo-cristalinas y líticas de lapilli, y aglomerados (también conglomerados tobáceos) de composición básica y ácida, con menores intercalaciones de basaltos masivos verdes. Las capas son gruesas y muy gruesas con geometrías cuneiformes y lenticulares. Usualmente las capas son masivas, pero gradación normal débil es observa eventualmente. Las tobas ácidas tienen cristales de cuarzo volcánico, plagioclasa y hornblenda. (Fig. 10g y h).	Masivo. Estructura de flujo. Gradación normal débil.	Flujos de piroclásticos y de derrubios submarinos de erupciones explosivas, con flujos de lava de erupciones efusivas.



Figura 8. Primera lámina de facies de la Formación Los Indios. A) Conglomerado masivo clasto-soportado de granulo a guijo. Cantos caóticos sub-redondeados de composición polimíctica (gneis-cuarcita-fragmentos volcánicos) (mGS). B) Conglomerado arenoso masivo matriz-soportado de granulo a guijo con matriz arena-lodo. Presenta granos redondeados y de composición oligomíctica (gneis-cuarcita) (mGS). C) Conglomerado arenoso matriz-soportado de granulo con banda sinuosa arenosa asimétrica que rodea los cantos de gneis (mGS). Por encima de este nivel desaparece las partículas tamaño gránulo en el dominio arena-lodo (mS). D) Parte inferior: conglomerado clasto-soportado con laminación incipiente y aumento del contenido de arena hacia el tope. Clastos orientados y composición polimíctica (gneis-cuarcita-fragmentos volcánicos); adicionalmente, en la interface presenta *scours*, y localmente gradación inversa a escala menor (gsGS). Parte superior: arenitas granulares masivas (mS). E) Parte inferior: lodolita arenosa (ISM), en seguida un primer conglomerado granocreciente con bandas de concentración de clastos, luego granodecreciente con matriz lodo-arena. En la parte superior: un conglomerado granocreciente y después granodecreciente (gsGS). F) Parte inferior: arenita laminada (IS). En la parte media: arenita lodosa con ondulitas (rS), finalmente en la parte superior: conglomerado de intraclastos de lodo matriz-soportado granodecreciente (gMyG), hacia el tope arenita lítica masiva (mS). G) Arenitas masivas intercaladas con arenitas conglomeráticas laminadas (gS) con gradación inversa y clastos de tamaño guijo, con estructuras de fluidización. H) Arenita granular con estratificación subhorizontal, y gradación inversa y normal (gS). Hacia el tope desarrollo de estratificación cruzada.

Figura 9. Segunda lámina de facies de la Formación Los Indios. A) Arenita masiva (mS) con intraclastos de lodo hacia la base, y en la parte superior arenita laminada (IS). B) Parte inferior: arenitas masivas (mS) interestratificadas con lodolitas gradadas (gM). Parte superior: arenitas masivas (mS) con *scours* a la base suprayaciendo a lodolitas silicificadas (IM). C) Parte inferior: arenitas de grano medio masivas (mS) con licuefacción y limolitas gradadas (gM). Parte superior: intercalación de arenitas media con arenitas lodosas con estratificación convoluta y estructura en *flamme* (gM). D) Arenitas finas intercaladas con lodolitas arenosas, presencia de intensa licuefacción y estructura en *flamme*. E) Arenitas finas glauconíticas con estratificación cruzada en artesa (xS). F) Arenitas medias con estratificación ondulosa (sS). G) Limolitas laminadas con intercalaciones de lodolitas laminadas (IM). H) Parte inferior: arenitas bioturbadas interestratificadas con lodolitas laminadas (ISM).

Figura 10. Tercera lámina de facies de la Formación Los Indios. A) Lodolitas grises finamente laminadas (IM). B) Intercalación de biomicrita *wackestone* completamente silicificada, con margas y lodolitas silicificadas con laminación planoparalela (IBM). C) Parte inferior: arenitas calcáreas con estratificación ondulosa altamente bioturbada (sS), y en la parte superior biomicrita arenosa (BmS). D) Parte inferior: biomicrita *wackestone* laminada completamente silicificada, en la parte superior intercalación de lodolitas con concreciones y biomicritas *wackestone* (IBM). E) Intercalaciones biomicritas *wackestone* (blancas y grises claro) con micritas *mudstone* (gris oscuro) completamente silicificadas (Bmfp). F) Biomicrita con numerosos intraclastos con deformación *syn-sedimentaria* y licuefacción (IBM). G) Parte inferior: compuesta de basaltos masivos verdes; en la parte superior, aglomerado con líticos de gneis (Vtb). H) Tobas vitro-cristalinas de lapilli masivas (Vtb).



Figura 8.



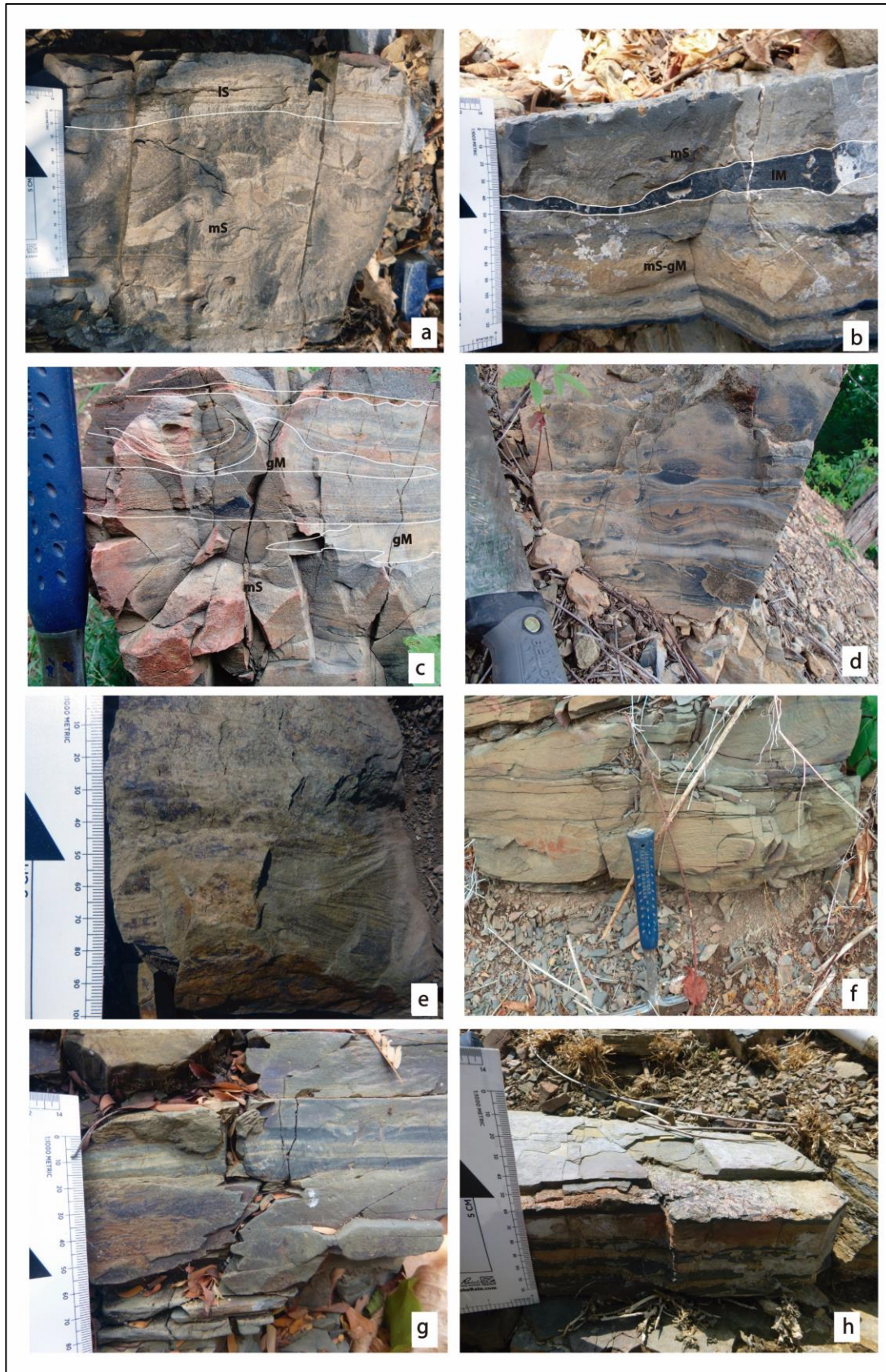


Figura 9.



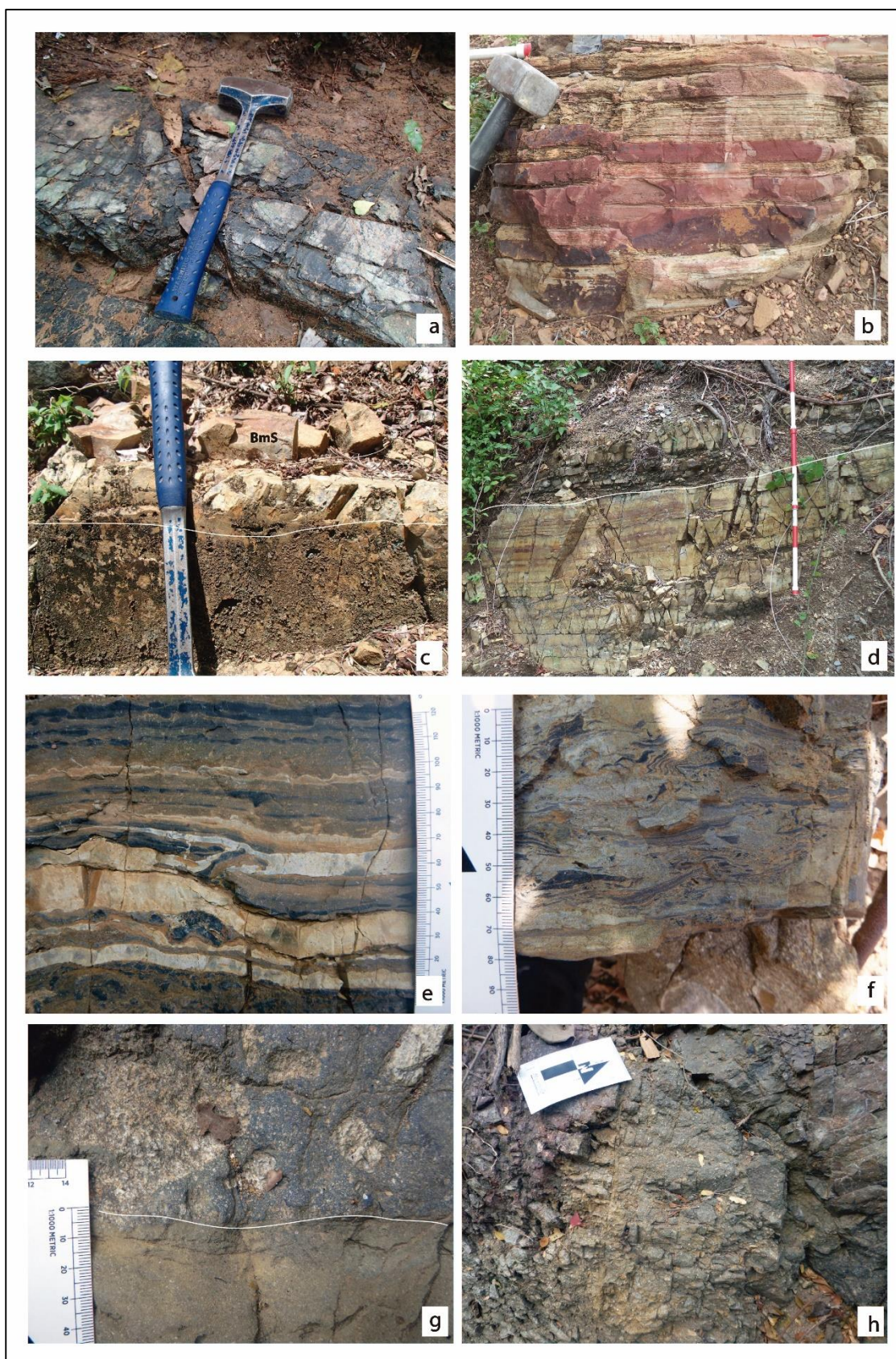


Figura 10.

### 5.1.3 Asociaciones de litofacies

Se proponen 10 asociaciones de litofacies (ASO) en la Formación Los Indios, teniendo en cuenta principalmente las litologías mayores y facies. Las asociaciones de litofacies son mostradas en las columnas estratigráficas, pero no las facies debido a su limitado espesor. De esta manera, el resumen de las asociaciones de facies es representado en la tabla 2 y en la figura 7.

Asociación de Facies	Facies Principales	Facies Secundarias
<b>I</b>	<i>mGS, gsGS</i>	<i>mS</i>
<b>II</b>	<i>gsGS, mS, gMyG</i>	<i>mGS, gS, lS, gM, rS</i>
<b>III</b>	<i>gsGS, mS, sS</i>	<i>gS, xS, BmS, rS</i>
<b>IV</b>	<i>mGS, gsGS, lM</i>	<i>gM, mS, lSM, lBM</i>
<b>V</b>	<i>sS, lM</i>	<i>lBM, BmS</i>
<b>VI</b>	<i>lSM, lM, sS</i>	<i>gsGS, gS, mS, lS, gM</i>
<b>VII</b>	<i>lM, lSM, lBM</i>	<i>sS</i>
<b>VIII</b>	<i>lBM</i>	<i>lM</i>
<b>IX</b>	<i>Bmfp, lBM</i>	<i>gsGS, mS, gM, lSM</i>
<b>X</b>	<i>Vtb</i>	<i>mGS</i>

Tabla 2. Asociaciones de litofacies propuesta para la Formación Los Indios en orden de abundancia. En negrilla se presenta la facies más distintiva de cada asociación de facies.

La relación de las asociaciones de litofacies con los distintos segmentos es mostrada en la tabla 3. El segmento 1 es característico por la presencia de las ASO I, III, IV y IX. Por otra parte, en el segmento 2 las asociaciones de litofacies más importantes son ASO V, VI, VII, VIII y IX. Finalmente, el segmento 3 se destaca por las ASO II, V y VI.

Sección	Segmento	Asociación de litofacies
<i>Cerro del Águila</i>	<b>1</b>	<b>I</b>
	<b>2</b>	III, VI, VII, <b>IX</b>
	<b>3</b>	<b>II</b> , III, VI, VII
<i>Quebrada La Unión</i>	<b>1</b>	<b>I</b> , III, IV, <b>X</b>
	<b>2</b>	VI, VII, <b>VIII</b> , <b>IX</b>
	<b>3</b>	<b>II</b> , VI
<i>Arroyo Los Indios</i>	<b>1</b>	III, <b>IV</b>
	<b>2</b>	V, VI, <b>VIII</b> , <b>IX</b>
	<b>3</b>	<b>II</b> , VI
<i>Quebrada Chiquinquirá</i>	<b>1</b>	III, <b>V</b>
	<b>2</b>	VI, <b>VIII</b>
	<b>3</b>	<b>V</b>

Tabla 3. Asociaciones de litofacies en cada segmento de la Formación Los Indios. Las asociaciones de litofacies en negrilla son exclusivas del respectivo segmento.

## ***5.2 Arquitectura facial***

### **5.2.1 Paleocorrientes**

Los datos de dirección y sentido de las paleocorrientes medidas en la Formación Los Indios son presentados en las figuras 7 y 11. De esta forma, a lo largo de la sección del Cerro del Águila las paleocorrientes van hacia el E principalmente, y localmente se desvían hasta 30 grados hacia el S. En cambio, en la parte basal de la sección de la Quebrada La Unión las paleocorrientes van hacia el E en la ASO III, después en la ASO X que corresponde a la intercalación de rocas volcánicas, las paleocorrientes se desvían 45 grados hacia el S con respecto a la tendencia anterior. Luego en el resto de la sección mantiene su tendencia inicial hacia el E con variaciones de máximo 20 grados al S. En la sección del Arroyo Los Indios las paleocorrientes van en dirección hacia el S, aunque en la ASO IV se desvían hacia el E. Las paleocorrientes del segmento 2 de esta unidad van hacia el E con una desviación de hasta 20 grados al S. En el segmento 3, las paleocorrientes van primero hacia el E, luego se desvían alrededor de 20 grados al S, y en la parte más superior 40 grados.

Finalmente, en la Quebrada Chiquinquirá, las paleocorrientes van hacia el SE, y hacia la parte media del segmento tienden a desviarse hacia el S. En la parte más superior del segmento las paleocorrientes van hacia el SW (Fig. 7 y 11). Esta descripción asume coordenadas similares a las presentes y que los bloques internamente no hayan tenido rotación.

### **5.2.2 Distribución de facies**

Es de recalcar que las rocas en proximidades de la Granulita de los Mangos están compuestas principalmente por conglomerados y conglomerados arenosos con fragmentos de la Granulita de Los Mangos. El contenido de arenitas es mayor hacia el parte NW. Igualmente, las rocas calcáreas-lodosas son más abundantes en la parte central. La parte E está dominada principalmente por litologías fino-granulares donde predomina las lodolitas, mientras que la parte S, por litologías grueso-granulares donde se destacan los conglomerados intraformacionales y una cinta de lodolitas-arenitas. En cercanías de la Granulita de Los Mangos afloran diques porfidíticos básicos intruyendo principalmente conglomerados. En general, las litologías se vuelven más gruesas de E a W donde predominan conglomerados y lodolitas respectivamente (Fig. 11). Además, con tendencia de S a N, sería un primer cinturón arenoso separado por un potente intervalo lodoso-calcáreo, luego una cinta arenosa; finalmente, una parte más S una parte loda. Las asociaciones de litofacies en cada segmento están distribuidas en orden estratigráfico en la tabla 3.



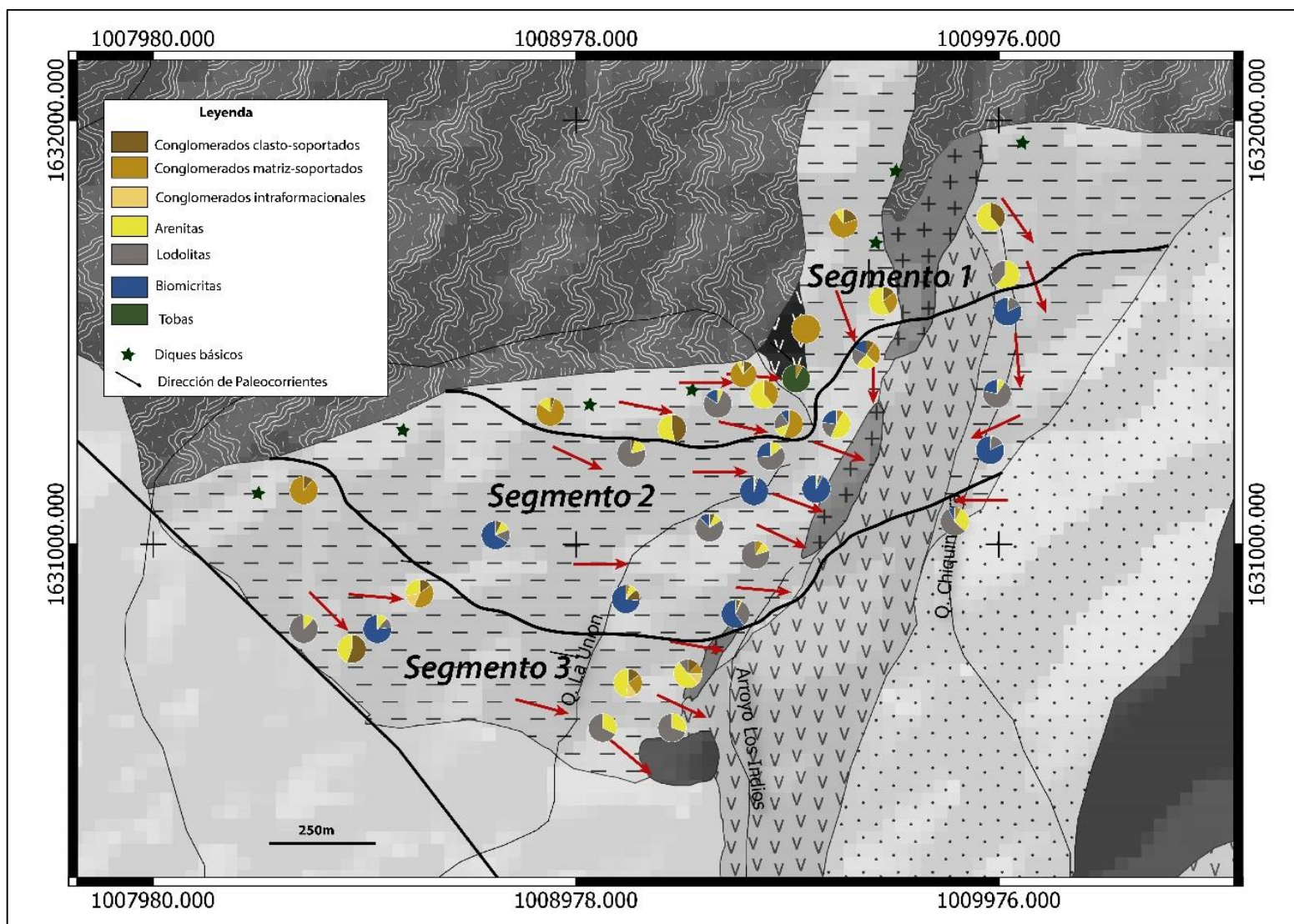


Figura 11. Mapa geológico del sector de Los Indios, donde se presenta la distribución de litologías mayores y paleocorrientes a lo largo de la Formación Los Indios. Para la signatura de la geología de fondo ver figura 3.

### 5.2.3 Patrón de apilamiento

En resumen, el segmento 1 es predominantemente agradacional de grueso-granulares en su parte inferior pasando a retrogradacional en su parte superior. El segmento 2 presenta una parte inferior que comienza en retrogradación, luego continua una agradación con un amplio espesor de fino-granulares e incursiones de conglomerados erráticos. La parte superior puede o no tener una transición progradacional al segmento 3. El segmento 3 comienza normalmente con una marcada progradación en su parte inferior. Su parte superior es primordialmente agradacional de fino-granulares que puede culminar en una pequeña progradación.

## 5.3 Petrografía

Las secciones delgadas de muestras de rocas de la Formación Los Indios han sido clasificadas de la siguiente forma: 2 tobas de lapilli, 1 basalto, 6 arenitas, 3 limolitas arenosas, 9 biomicritas, y 1 marga. Los porcentajes y clasificaciones son mostrados en el ANEXO 3. Se han dividido las rocas en tres grupos: rocas volcanoclásticas, rocas sedimentarias con arena-limo < 50%, y rocas con arena-limo > 50%; con el objetivo de discriminar el aporte terrígeno en los tamaños grano-arena y limo. La clasificación composicional para el componente terrígeno de las rocas con arena-limo > 50% es mostrada en la figura 12. Es común la presencia de rocas impuras por lo que las rocas con > 50% de limo-arena son consideradas como arenita o limolita teniendo en cuenta la relación de los componentes del armazón. Las biomicritas, por otra parte, solamente tienen un contenido de terrígenos arena-limo hasta del 20%; rocas entre 20% - 50% de terrígenos arena-limo no fueron identificadas en ninguna muestra, esto sirve como criterio para entender el comportamiento facial. Las muestras de las dos secciones Quebrada La Unión y Arroyo Los Indios han sido unificadas dado su similitud facial, pero para considerar la proveniencia deberán ser discutidas individualmente. Igualmente, la ubicación de las muestras de ambas columnas ha sido mostrada como si se tratase de una sección compuesta de referencia, con su respectiva ubicación estratigráfica.

El valor de 50% de arena-limo es el valor mínimo para realizar la discriminación de la fracción terrígena (Zuffa, 1985). A continuación, se van a presentar las características composicionales más remarcables de cada grupo:

**Arenitas:** Las 3 arenitas presentes del segmento 1 y la parte inferior del segmento 2 han sido clasificadas como arcosas o arcosas líticas (CN-41, CN-204BISA, CN-213); mientras que las 3 arenitas del segmento 3 han sido clasificadas como litoarenitas con líticos sedimentarios y volcánicos.



**Limolitas arenosas:** El comportamiento de estas rocas es similar al de las arenitas dado al tamaño de grano principal que es limo grueso, y existe un buen porcentaje de arena. Las clasificaciones son bastante parecidas a las arenitas: limolita arenosa subfeldespática (CN-204C) y limolita arenosa feldespática lítica (CN-24B), para las rocas 2 del segmento 1 y la parte inferior del segmento 2. Y una limolita lítica feldespática para la muestra CN-222 del segmento 3.

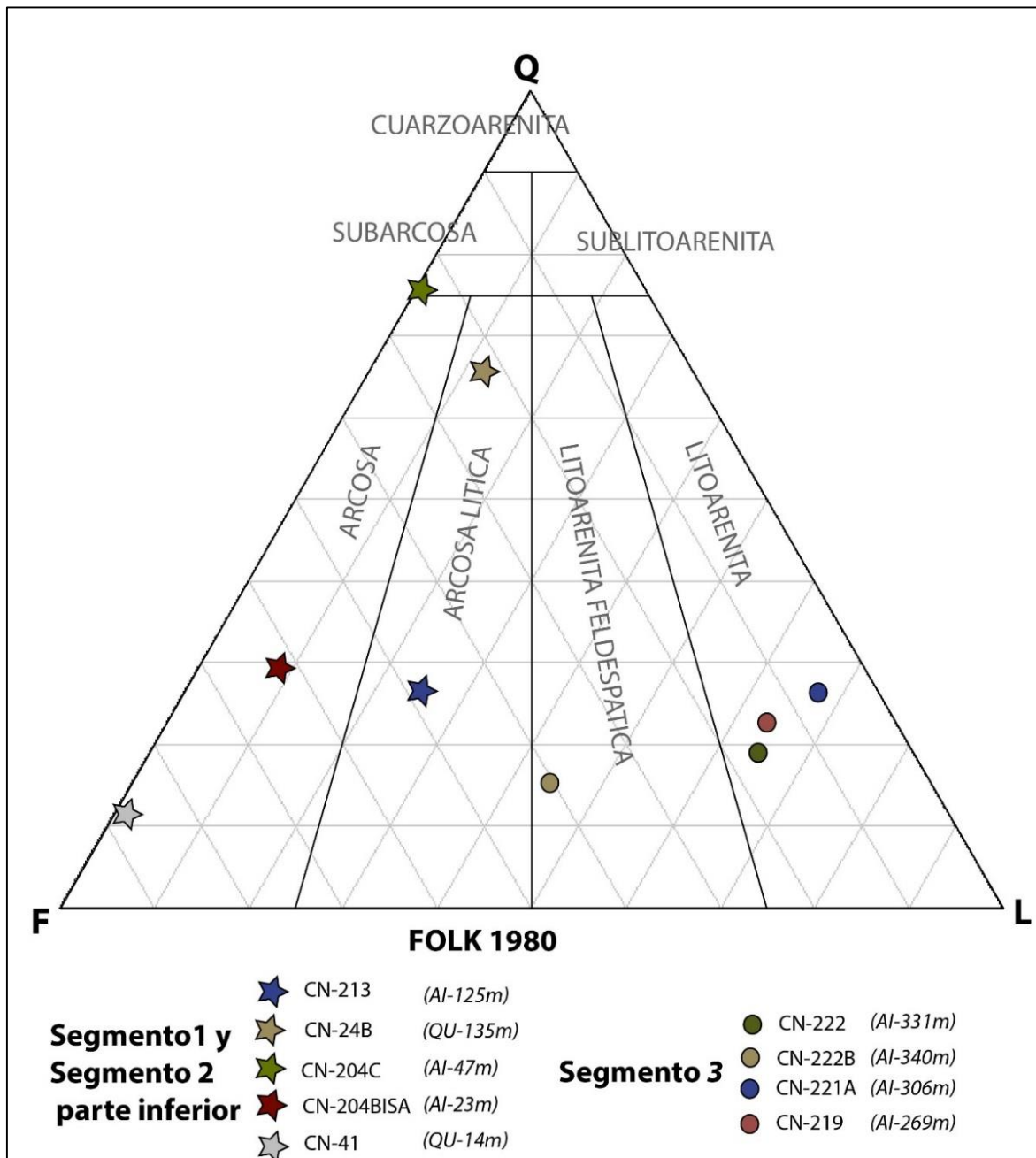


Figura 12. Triángulo de clasificación composicional de Folk (1980) para arenitas y limolitas arenosas de la Formación Los Indios. Las siglas en paréntesis se refieren a la sección perteneciente de la muestra. QU, Quebrada La Unión; AI, Arroyo Los Indios. Adicionalmente, se muestra el metro estratigráfico de donde se tomó la muestra.

**Biomicritas y micritas fosilíferas:** 4 muestras han sido clasificadas como biomicrita (o micrita fosilífera) (CN-22, CN-27, CN-32, CN-34) y 5 como biomicrita lodosa (CN-221, CN-25A, CN-17, CN-212B, CN-19). Texturalmente han sido clasificadas como *wackestone* y *mudstone*, siendo *mudstone* más común en la parte superior del segmento 2 y segmento 3; y *wackestone* en la parte inferior del segmento 2. El componente aloquímico principal son fósiles, y en orden de importancia son: foraminíferos, incrustaciones de algas y conchostrácodos (ostrácodos), en mucha menor medida bivalvos y fragmentos de peces. Pueden no estar silicificadas a completamente silicificadas, al igual que puede ocurrir recristalización, sideritización y dolomitización.

**Margas:** La muestra CN-28 tiene un contenido de lodo calcáreo y arcilla muy similar. El contenido de arena-limo es muy reducido y se presentan fósiles.

**Tobas:** Todas las tobas han sido clasificadas como tobas de lapilli (o basalto). En el segmento 1 se presentan tobas de composición dacítica (CN-208B) en compañía de basaltos (CN-209). Mientras que en el segmento 3 ocurren tobas de composición riodacítica (CRIS-06).

Los componentes de las rocas incluyen partículas terrígenas, como cuarzo monocristalino con extinción recta y ondulosa, cuarzo policristalino, líticos de plutónicos (o de gneis), líticos de esquistos, líticos volcánicos, líticos sedimentarios y feldespatos (ortoclasa y plagioclasa). Por otra parte, las partículas aloquímicas incluyen conchostrácodos, foraminíferos, incrustaciones de algas y bivalvos. Y en último lugar, las partículas químicas que incluyen lodo calcáreo, arcilla y cemento de carbonato; que pueden estar parcialmente silicificadas. (Fig. 13, 14 y 15).

### 5.3.1 Análisis diagenético

De manera global, las secciones delgadas estudiadas de la Formación Los Indios tienen un alto grado de diagénesis. En primer lugar, ocurre la formación de glauconita y pirita autigénica en la diagénesis temprana. Igualmente, en la diagénesis temprana se da la intensa silicificación de la matriz calcárea, cemento calcáreo y partículas fosfáticas, que puede alcanzar hasta un 47% del total de la roca. Como producto de esta silicificación se da un fracturamiento hidráulico que ocurre en las rocas fuertemente laminadas especialmente en los segmentos 2 y 3. También se presenta dolomitización, y posteriormente una dedolomitización especialmente en las biomicritas.

En las partículas terrígenas de tamaño limo-arena se presenta recristalización y corrosión, mientras que las arcillas tienen floculación fuerte. La disolución y recristalización de fósiles es importante especialmente en las rocas del segmento 3. Finalmente, un último evento de cementación correspondiente a la sideritización primaria como cemento, o secundaria reemplazando otros componentes químicos y aloquímicos. La porosidad primaria en las secciones delgadas de rocas

sedimentarias en nula, lo que indica un alto grado de empaquetamiento por compactación y cementación avanzada. La porosidad secundaria producto de la disolución de fósiles ocurre en un bajo grado en biomicritas durante la diagénesis tardía (Fig. 13, 14 y 15).

**Figura 13.** Primera lámina petrográfica de las secciones delgadas de la Formación Los Indios. A) Parte inferior: micrita *mudstone* con láminas de lodo calcáreo y abundante materia orgánica, mezclada con lodo terrígeno. Nótese el foraminífero bentónico en la parte más inferior central. Parte superior: cristales de calcita y siderita, producto del reemplazamiento del lodo calcáreo (CN-17, XPL). B) Arenita de grano fino-medio con numerosos granos de plagioclasa, ortoclasa y cuarzo mono- y policristalino, con cemento de siderita (CN-213, XPL). C) Biomicrita *wackestone* con láminas de lodo calcáreo con conchostrácodos, mezclado con limo de cuarzo y arcilla. Adicionalmente presenta piritita autigénica (CN-19, PPL). D) Biomicrita con láminas de lodo calcáreo con algas y lodo terrígeno. También se presenta cristales euhedrales de piritita con oxidación (CN-212B, XPL). E) Limolita con cuarzo con extinción recta y feldespato. Se presenta cemento de calcita y silicificación parcial del cemento (CN-204C). F) Biomicrita con láminas de lodo calcáreo con abundante materia orgánica y lodo calcáreo. En la parte central se muestra un foraminífero bentónico (CN-22, PPL). G) Arcosa granular con un clasto de un lítico de gneis con ortoclasa meosopertítica y cuarzo con extinción ondulante (CN-41, XPL). H) Arcosa de grano fino con fragmentos de ortoclasa pertitizada y plagioclasa, con cuarzo mono- y policristalino con cemento de siderita (CN-204BISA, XPL). La barra de escala corresponde a 300 micras.

**Figura 14.** Segunda lámina petrográfica de las secciones delgadas de la Formación Los Indios. A) y B) Litoarenita de líticos sedimentarios y volcánicos con abundantes líticos de lodolitas y margas silicificadas, destáquese la presencia de líticos volcánicos y los clastos de cuarzo monocristalino con extinción recta (CN-219 XPL y PPL). C) Biomicrita con láminas de lodo calcáreo parcialmente sideritizado en la parte inferior, y en la parte superior mezcla de siderita y sílice microcristalino producto del reemplazamiento del lodo calcáreo (CN-32, XPL). D) Biomicrita con una lámina compuesta mayormente de calcita dedolomitizada, y en la parte superior lámina de lodo calcáreo rico en materia orgánica parcialmente silicificado con recrystalización a calcita (CN-34, XPL). E) Láminas de biomicritas con láminas de biomicrita silicificada rica en materia orgánica. Nótese la microfalla en la parte central (CN-27, PPL). F) Marga con láminas de arcilla, con algunos granos de limo en la parte superior y láminas de biomicritas recrystalizada en la parte superior (CN-28, XPL). G) Arcosa lítica que presenta granos angulosos de cuarzo con extinción recta y ondulante, con granos de feldespato y líticos volcánicos, y cemento de siderita (CN-24B, XPL). H) Láminas de biomicrita *wackestone* parcialmente recrystalizada con dos conchostrácodos en la superior. Nótese también la presencia de fragmentos de microfósiles (CN-25A, PPL). La barra de escala corresponde a 300 micras.

**Figura 15.** Tercera lámina petrográfica de las secciones delgadas de la Formación Los Indios. A) Basalto con fenocristales de plagioclasa en una matriz de piroxenos alterados a clorita, biotita y anfíbol. Presenta además un gran contenido de minerales opacos (CN-209, PPL). B) Toba félsica con fenocristales de cuarzo volcánico y plagioclasa en una matriz de vidrio volcánico, destáquese la alta porosidad en color azul (CRIS-06, PPL). C) y D) Toba félsica con fenocristales de cuarzo volcánico y plagioclasa, en una matriz de vidrio volcánico parcialmente devitrificado. Además, se presenta un lítico volcánico en la parte derecha, y en la matriz pequeños cristales de anfíbol (CN-208B XPL y PPL). E) Limolita lítica con líticos de esquistos en la parte inferior, y líticos sedimentarios de lodolita silicificada (CN-222, XPL). F) Litoarenita feldespática con granos de plagioclasa y líticos volcánicos parcialmente reemplazados por calcita en la parte superior, y láminas de biomicrita recrystalizada en la parte inferior (CN-222B, XPL). G) Lámina de micrita *mudstone* silicificada en la parte superior, y lámina de biomicrita recrystalizada, silicificada y parcialmente reemplazada por siderita en la parte inferior (CN-221, XPL). H) Litoarenita de líticos sedimentarios mayormente de fragmentos de biomicrita y lodolita recrystalizada, con partículas tamaño limo de cuarzo y con cemento de siderita (CN-221A). La barra de escala corresponde a 300 micras.



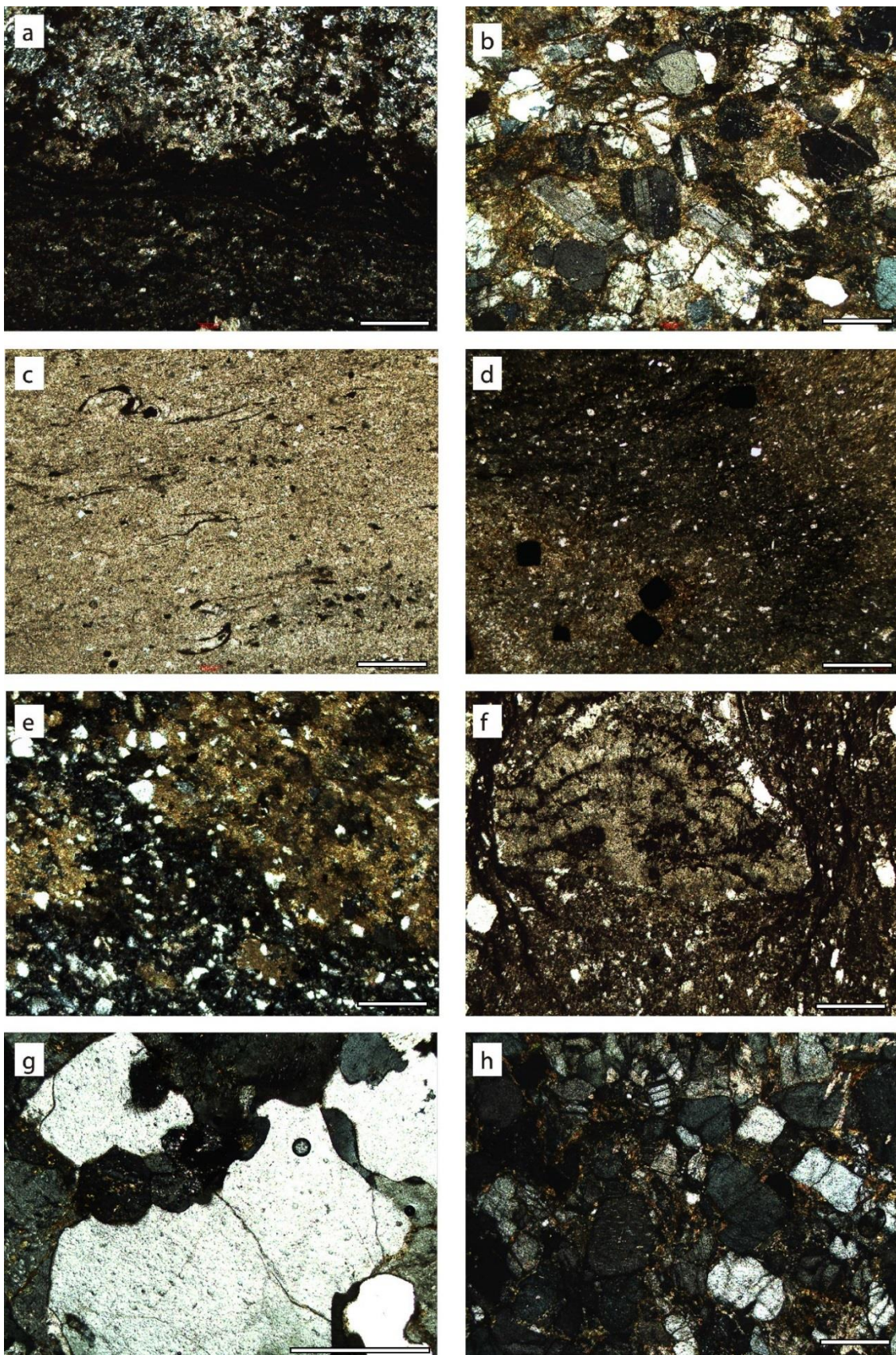


Figura 13.



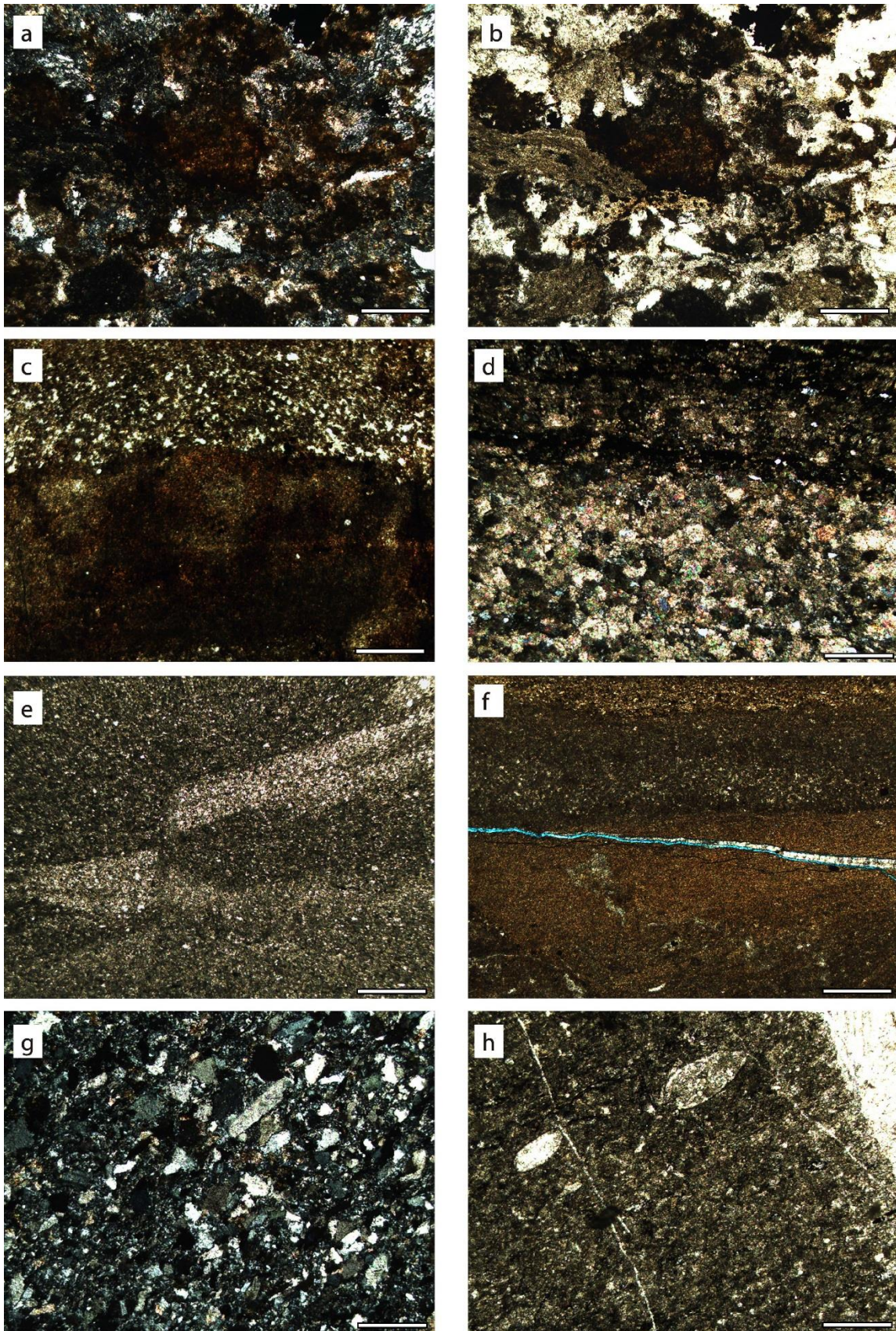


Figura 14.



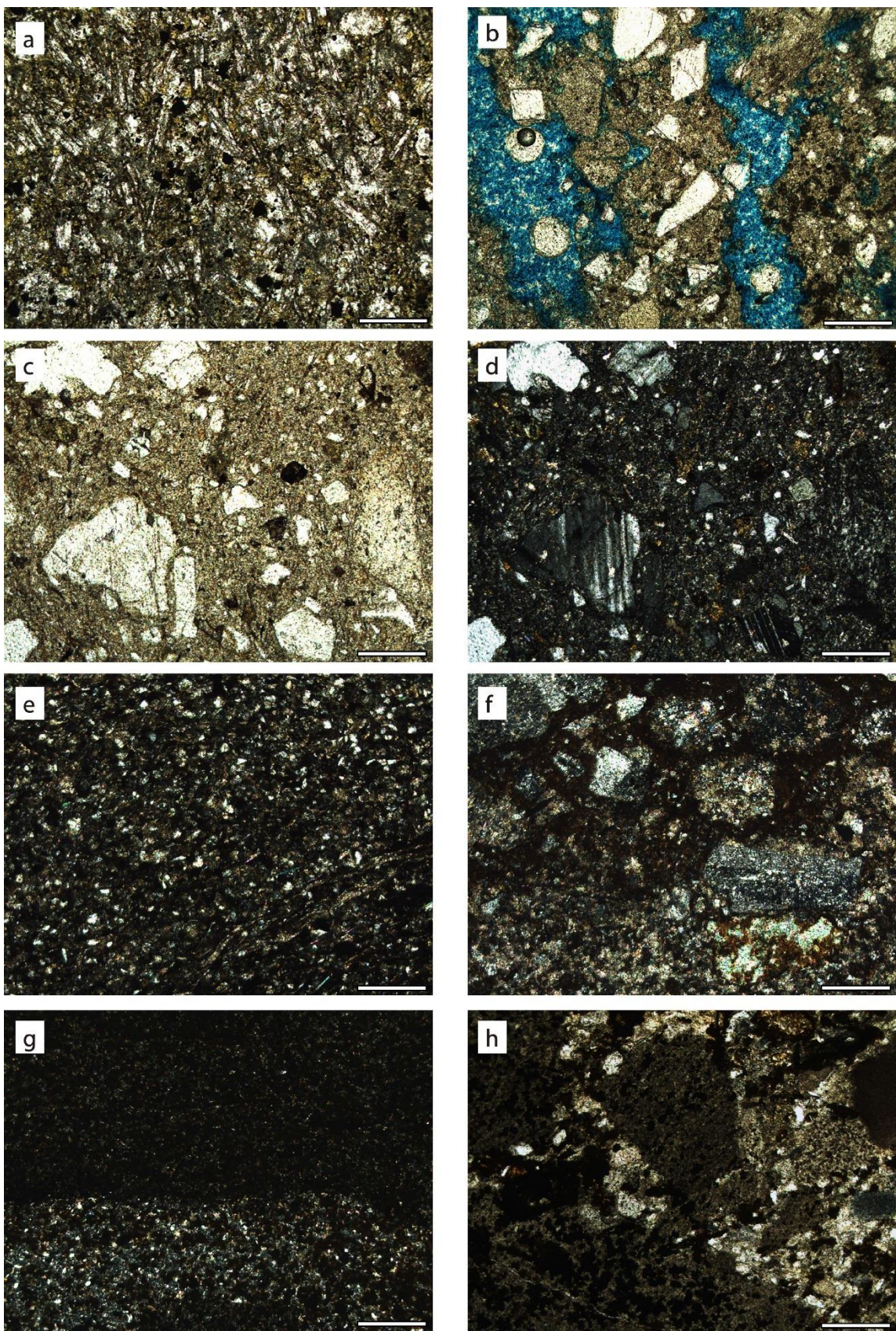


Figura 15.



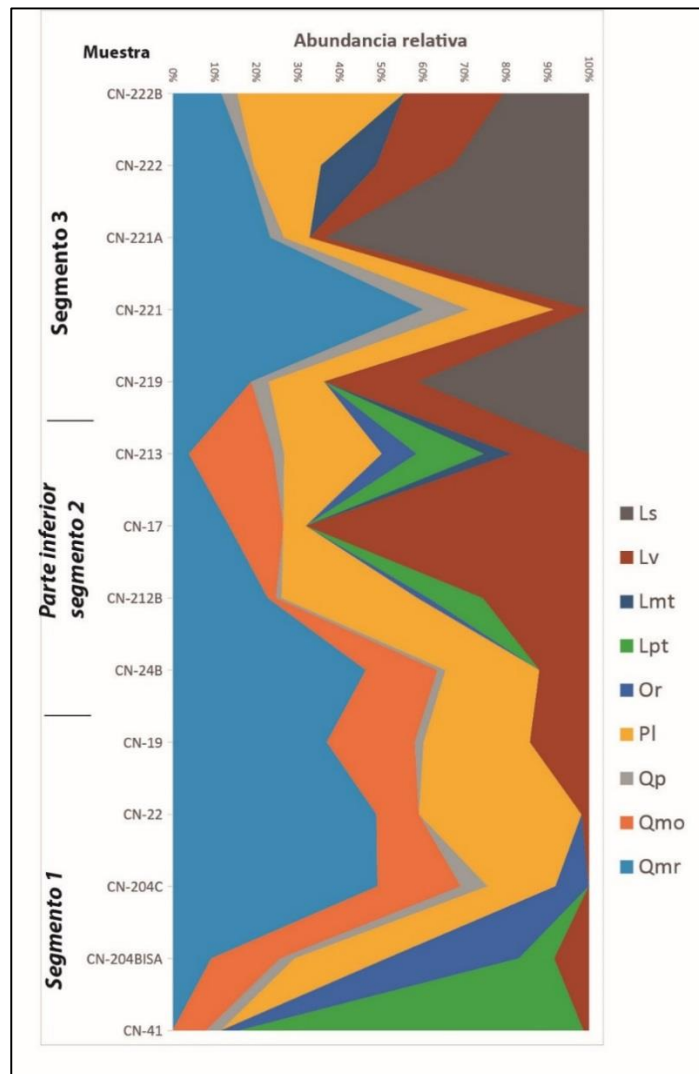
## 5.4 Proveniencia

Las rocas conglomeráticas en la fracción guijo y canto hacia la base de la unidad (**segmento 1**) en las secciones de la Quebrada La Unión y El Cerro del Águila, corresponden a conglomerados monomícticos de líticos de gneis. Durante toda la zona próxima a la Granulita de Los Mangos permanecen de esta forma, pero pueden llegar a ser oligomícticos acompañados de líticos de cuarcita. En el segmento 1 de la sección del Arroyo Los Indios y la Quebrada Chiquinquirá, los conglomerados tienen composición polimíctica; donde ocurre líticos de gneis, rocas volcánicas básicas y cuarcitas. En la parte correspondiente al **segmento 2**, las rocas conglomeráticas tienen las mismas características polimícticas con la aparición adicional de líticos volcánicos ácidos, y localmente líticos de esquisto. Algunos de los conglomerados se presentan como oligomícticos compuestos de líticos de gneis y cuarcita. El **segmento 3**, es característico por la presencia masiva de líticos sedimentarios, acompañados de líticos volcánicos ácidos y básicos. En este segmento hay no se observaron líticos de gneis, pero si una pequeña cantidad de líticos de cuarcita; y en capas discretas puede ocurrir la aparición de líticos de esquistos. Hacia la parte más superior del segmento tienden a disminuir los líticos sedimentarios y aumentar los líticos volcánicos.

Se muestra la variación de los componentes terrígenos en las secciones delgadas a lo largo de la unidad en la figura 16, y a continuación se describen las variaciones en los componentes terrígenos en las diferentes muestras. Es oportuno decir que rocas con suficiente contenido arena-limo de la parte media y superior del segmento 2 no fueron estudiadas. El contenido de cuarzo monocristalino con extinción recta en la base de la unidad es muy bajo, hacia la parte superior del segmento 1 y parte inferior del segmento 2 se presenta frecuentemente. En la sección CN-213, el contenido de este es muy bajo. En el segmento 3 el contenido de este tipo de cuarzo es bajo a excepción de la muestra CN-221, donde ocurre un enriquecimiento. El cuarzo monocristalino con extinción ondulante solamente ocurre en el segmento 1 y 2, siendo totalmente ausente en el segmento 3. En el segmento 1 es abundante; luego, su valor es intermedio, y existe una disminución en la muestra CN-212B, pero un enriquecimiento local en la muestra CN-213. El último tipo de cuarzo que corresponde al policristalino (principalmente cuarcitas), tiene un contenido bajo en la mayoría de las muestras, con excepción de las muestras CN-22 y CN-17 donde no se presenta.

Dentro de los feldespatos, las plagioclasas son los más destacables; normalmente en el segmento 1 las rocas tienen concentraciones de alrededor del 10%, y en la parte inferior del segmento 2 tiene una abundancia considerable de hasta el 30%. En el segmento 3 presenta valores menores al 10%, y un enriquecimiento de hasta casi el 40% en la muestra más superior de la unidad (CN-222B). El único feldespato alcalino identificado en las muestras corresponde a ortoclasa (-sanidina); que hacia

la base de la unidad es importante, y menos importante en la parte inferior del segmento 2, en las muestras CN-213 y CN-212B. No fue encontrado feldespato alcalino en el segmento 3 de la unidad. Los líticos de gneis (y líticos plutónicos) tanto félsicos como máficos son muy importante en la base de la unidad, pero desaparecen más rápidamente que la ortoclasa del segmento 1. En las secciones CN-212B y CN-213 vuelven a reaparecer en compañía del feldespato alcalino.



**Figura 16.** Diagrama de variación composicional de las secciones delgadas analizadas de la Formación Los Indios en orden estratigráfico. Ls, Líticos sedimentarios; Lv, Líticos volcánicos; Lmt, Líticos metamórficos de bajo grado; Lpt, Líticos plutónicos y metamórficos de alto grado; Or, Ortoclasa; Pl, Plagioclasa; Qp, Cuarzo Policristalino; Qmo, Cuarzo monocristalino con extinción ondulante; Qmr, Cuarzo monocristalino con extinción recta.

Los líticos metamórficos de esquistos son exclusivos de la sección CN-213 en el segmento 2, y de la sección CN-222 en el segmento 3. Por otra parte, los líticos volcánicos son muy escasos en la base de la columna; en la sección CN-204C desaparecen completamente a medida que ocurre un enriquecimiento en cuarzo. A continuación, el contenido de líticos volcánicos aumenta hasta llegar a la muestra CN-17 donde desaparecen los feldespatos, los líticos plutónicos y el cuarzo



policristalino. Después en la muestra CN-213 presenta un valor del 20%. En el segmento 3, los líticos volcánicos ocurren en una cantidad de alrededor de 5-10%. Con una disminución considerable en la sección CN-221A, y luego un enriquecimiento de hasta el 25% en la parte superior del segmento 3. Finalmente, los líticos sedimentarios, solo se presentan en el segmento 3. Estos son bastantes importantes en este segmento, pero en la muestra CN-221 desaparecen completamente. Hacia la parte superior del segmento tienden a disminuir a medida que aumentan las plagioclasas.

La proveniencia para la fracción arena-limo fue graficada en los diagramas de Dickinson & Suczek (1979) (Fig. 17), para las secciones delgadas con fracción arena-limo de las rocas con >50% de terrígenos arena-limo y se obtuvo que:

Las rocas más inferiores de la unidad CN-41 y CN-204BisA han sido clasificadas en el diagrama QFL y QmFLt como provenientes de altos de basamento; en cambio, la muestra de la parte superior del segmento 1 (CN-204C) corresponde a continental transicional en ambos esquemas. Posteriormente, la muestra de la parte inferior del segmento 2 (CN-213), fue caracterizada como arco disectado en ambos diagramas. Para las rocas de la parte inferior del segmento 3, se encontró que las muestras CN-219 y CN-221A son clasificadas como arco transicional en el diagrama QFL y orógeno reciclado lítico en el diagrama QmFLt. Finalmente, las muestras de la parte superior del segmento CN-222 y CN-222B fueron clasificadas como arco transicional en ambos diagramas.

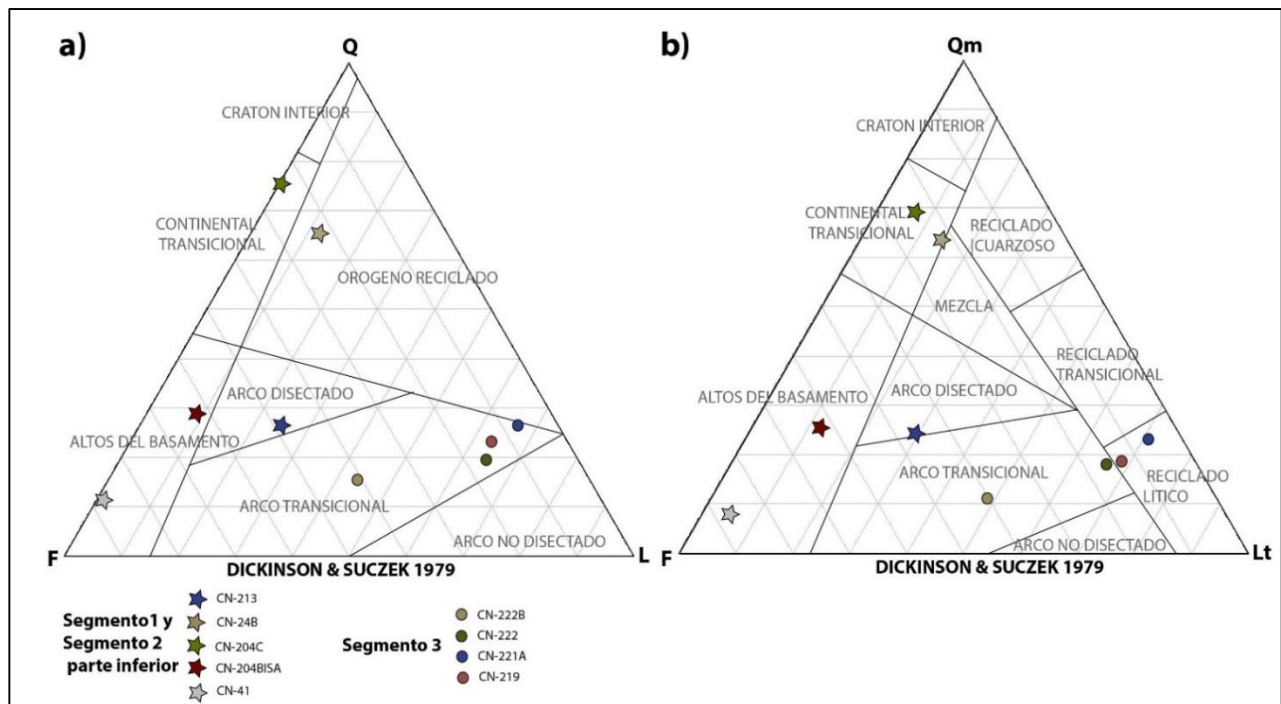


Figura 17. Triángulos de proveniencia de Dickinson & Suczek (1979). A) Triángulo QFL. Q, Cuarzo; F, Feldespatos; L, Líticos. B) Triángulo QmFLt. Qm, Cuarzo monocristalino; F, Feldespatos; Lt, Líticos totales.

Vale la pena destacar las tendencias en orden de comprender mejor los resultados. Así, las dos arenitas del **segmento 1** son clasificadas como arcosas con proveniencia de altos de basamento. La arenita del **segmento 2** fue clasificada como arcosa sublítica de arco disectado. Las 2 arenitas de la parte inferior del **segmento 3** fueron clasificadas como litoarenitas de arco transicional/ orógeno reciclado lítico. Y la arenita de la parte superior del segmento 3 como litoarenita feldespática de arco transicional.

#### **5.4.1 Análisis geocronológico**

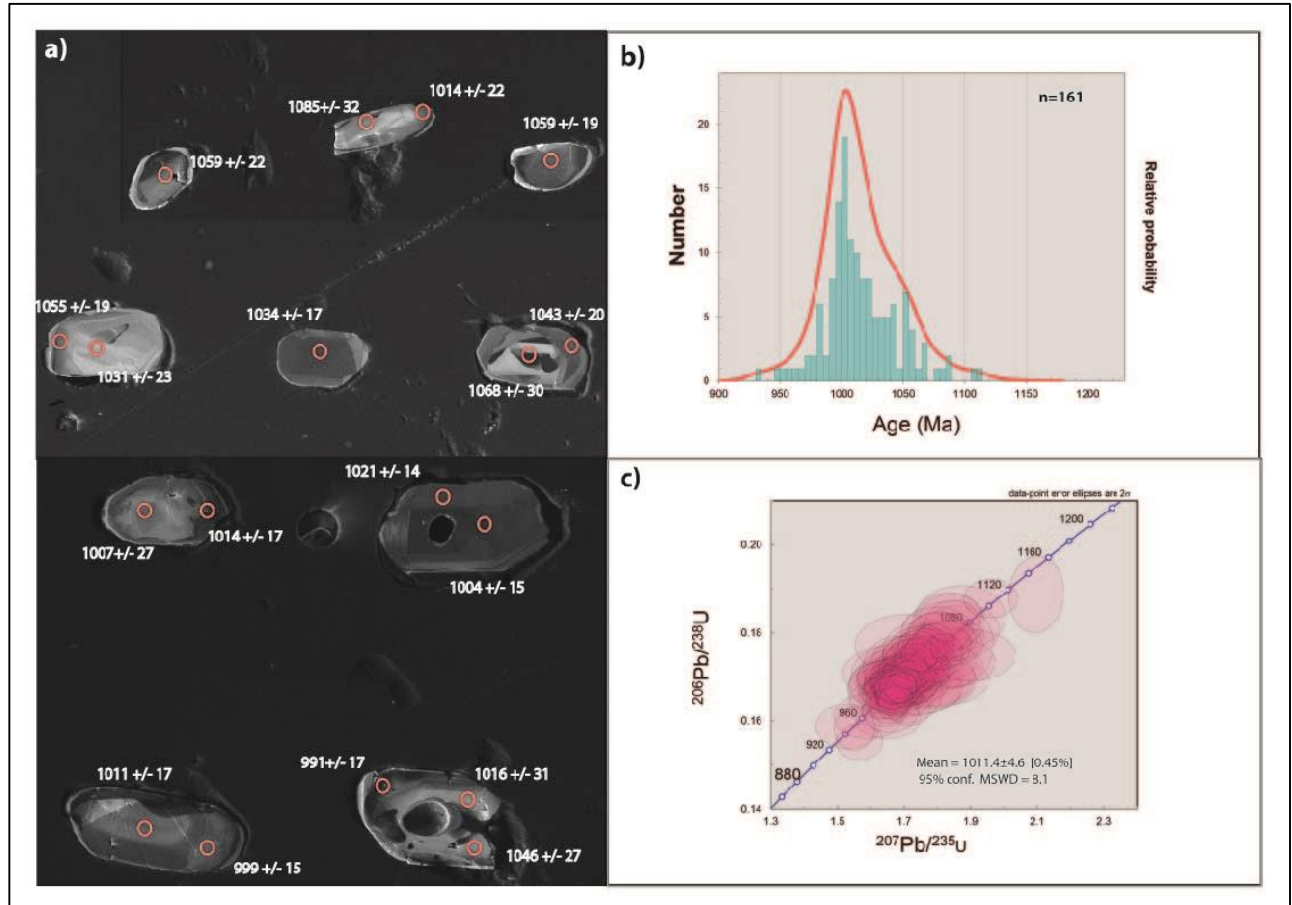
Las edades geocronológicas U-Pb en circón para la muestra CN-41 exhiben una sola población de 1114 Ma -930 Ma (ANEXO 5). Un 60% de las edades en cristales con dos o más dataciones muestran núcleos más antiguos que los bordes. La diferencia de edades puede llegar a los 100Ma entre los núcleos y bordes de las muestras, pero en la mayoría de cristales las diferencias de edades considerando el error son despreciables. La edad más antigua corresponde a un circón cuyo núcleo es de 1050 Ma y su borde de 1114 Ma; y la más joven corresponde a un circón cuyo núcleo es de 930 Ma. La mayoría de edades se sitúan entre 1040-980 Ma con asimetría hacia las edades más jóvenes de 1000 Ma (Fig. 18).

### **5.5 Formación Corual**

La Formación Corual suprayace a la Formación Los Indios de manera concordante en la sección Quebrada Chiquinquirá (Fig. 3a), pero en las localidades del Río Corual (Fig. 3c) y San Juan del Cesar (Fig. 3d) suprayace directamente el basamento metamórfico. La base de la Formación Corual no pudo ser observada en la sección del Río El Palmar-Calderas (Fig. 3b), porque la unidad es intruida por el Batolito de Pueblo Bello. El metasomatismo es una característica muy importante en los contactos de esta unidad con las otras unidades, como los del Batolito de Pueblo Bello-Patillal y los Pórfidos Queratófidos. Igualmente, la Formación Corual puede presentar metasomatismo en su contacto basal con la Granulita de los Mangos, específicamente en el sector del Río Cesar; pero también horizontes de carbonato son encontrados en este contacto.

El contacto superior de la unidad, excluyendo las intrusiones, parece ser gradacional a neto con la Ignimbrita de Los Clavos y neto con la Formación Guatapurí; pero el contacto entre estas dos últimas unidades no fue observado en campo. De acuerdo con Gansser (1955) la facies porfidítica de la Ignimbrita de Los Clavos intruye a la Formación Guatapurí, aunque esta facies en esa localidad (Área de Chundua) parece ser considerablemente más joven que las facies volcánica e ignimbrítica de la Ignimbrita de Los Clavos. En las secciones de la Quebrada Chiquinquirá y el Río Corual, la Formación Corual es suprayacida por la Formación Guatapurí, donde existe una discordancia

angular. En la sección de los Ríos Palmar-Calderas ocurre una discordancia angular mayor en contacto con la Formación Guatapurí, pero localmente la Ignimbrita de los Clavos suprayace la unidad. En la sección de San Juan del Cesar, la Formación Guatapurí suprayace parcialmente la Formación Corual, pero predominantemente lo hace la Ignimbrita de Los Clavos.



**Figura 18. Resultados geocronológicos U-Pb en circon de la muestra CN-41. A) Imágenes de catodoluminiscencia de circones con las edades geocronológicas, y su respectivo error en los distintos puntos de disparo en circones (círculo rojo). B) Histograma de las diferentes edades geocronológicas. C) Curva concordia con sus respectivos errores.**

Es destacable que la naturaleza de los contactos de la Ignimbrita de Los Clavos con cualquier otra unidad es enigmática, dado que existe metasomatismo, asimilación, alteración hidrotermal fuerte y segregaciones; además, puede presentarse como pórfidos, flujos estratificados, ignimbritas o simplemente rocas volcánicas masivas. Tres facies fueron reconocidas en la Ignimbrita de Los Clavos, que frecuentemente se intercalan entre sí en la unidad, aunque la primera es la más común en la parte basal: facies volcánica (basaltos porfídicos con piroxeno, y localmente rocas máficas y ultramáficas serpentinizadas con estratificación volcánica, y ocasionalmente con intensa alteración potásica, metasomatismo silíceo y *mingling* con rocas intrusivas félsicas de los cinturones de batolitos; a menudo es posible encontrar tobas basálticas grises soldadas, y en menor medida tobas

granatíferas marrones), facies porfidítica (rocas hipoabisales de composición intermedia y félsica de color gris claro a gris violeta; con cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda), y facies ignimbrítica (es la facies características de la unidad, consta de tobas cristalinas y líticas de autoclastos, soldadas de composición intermedia y ácida, de color gris claro y gris oscuro). Adicionado el hecho que la Ignimbrita de Los Clavos y la Formación Corual tienen composiciones similares en algunas partes, no fue posible determinar la naturaleza del contacto. Por lo tanto, para diferenciar la Formación Corual de las facies volcánica de la Formación Los Clavos (dado que las otras dos facies no tienen similares en la Formación Corual), se utiliza como criterio la aparición de tobas soldadas y el *mingling* con rocas félsicas, exclusivo de la Ignimbrita de los Clavos.

Adicionalmente, el contacto entre la Formación Corual con las distintivas andesitas, tobas intermedias e intercalaciones de tufitas, con su característico color rojo de la Formación Guatapurí es discordante. Además, rocas volcánicas más jóvenes pueden suprayacer a la Formación Corual en una discordancia angular como lo son la Riolita de Golero (riolitas ignimbríticas líticas rosadas) y la Riodacita de Los Tábanos (riolitas afáníticas laminadas y riodacitas porfidíticas rosadas).

En la sección Quebrada Chiquinquirá la unidad buza hacia el SE alrededor de 30 grados en posición normal, en la sección del Río Corual buza cerca de 45 grados hacia el NW. En la sección del Río Palmar-Calderas buza cerca de 60 grados hacia el norte en el Río El Palmar, pero la secuencia parece estar replegada en la parte sur del Río Calderas, y en la parte norte del Río Calderas la secuencia buza hacia el sur. Finalmente, en la sección de San Juan del Cesar la secuencia buza alrededor de 30 grados al sureste. La base de la Formación Corual varía ampliamente en las diferentes secciones; es decir, en las secciones Río Corual y San Juan del Cesar reposa sobre el basamento cristalino, pero niveles estratigráficos inferiores a estos son encontrados en la sección de la Quebrada Chiquinquirá.

#### **5.5.1. Estratigrafía de la Formación Corual**

En general, se puede afirmar que la unidad presenta variaciones composicionales fuertes entre sección y sección; dado que, la distancia entre cada sección puede ser de más de 40Km. El espesor general aflorante de la unidad varía de 500 m en la sección de la Quebrada Chiquinquirá, 1200 m en el Río Corual, 600 m en el Río Palmar-Río Calderas y 1000 m en San Juan del Cesar (Fig. 19); pero se cree que el espesor máximo compuesto de la unidad es de 1400 metros, mediante una correlación regional de la unidad. La unidad principalmente está constituida de basaltos de carácter masivo, intercalaciones de basaltos con tobas de ceniza con estructura de flujo y tobas de lapilli félsicas y máficas (Fig. 20 y 21). Igualmente, una intensa silicificación de un posible origen hidrotermal, espilitización, hialoclasia y serpentización son recurrentes en la unidad.

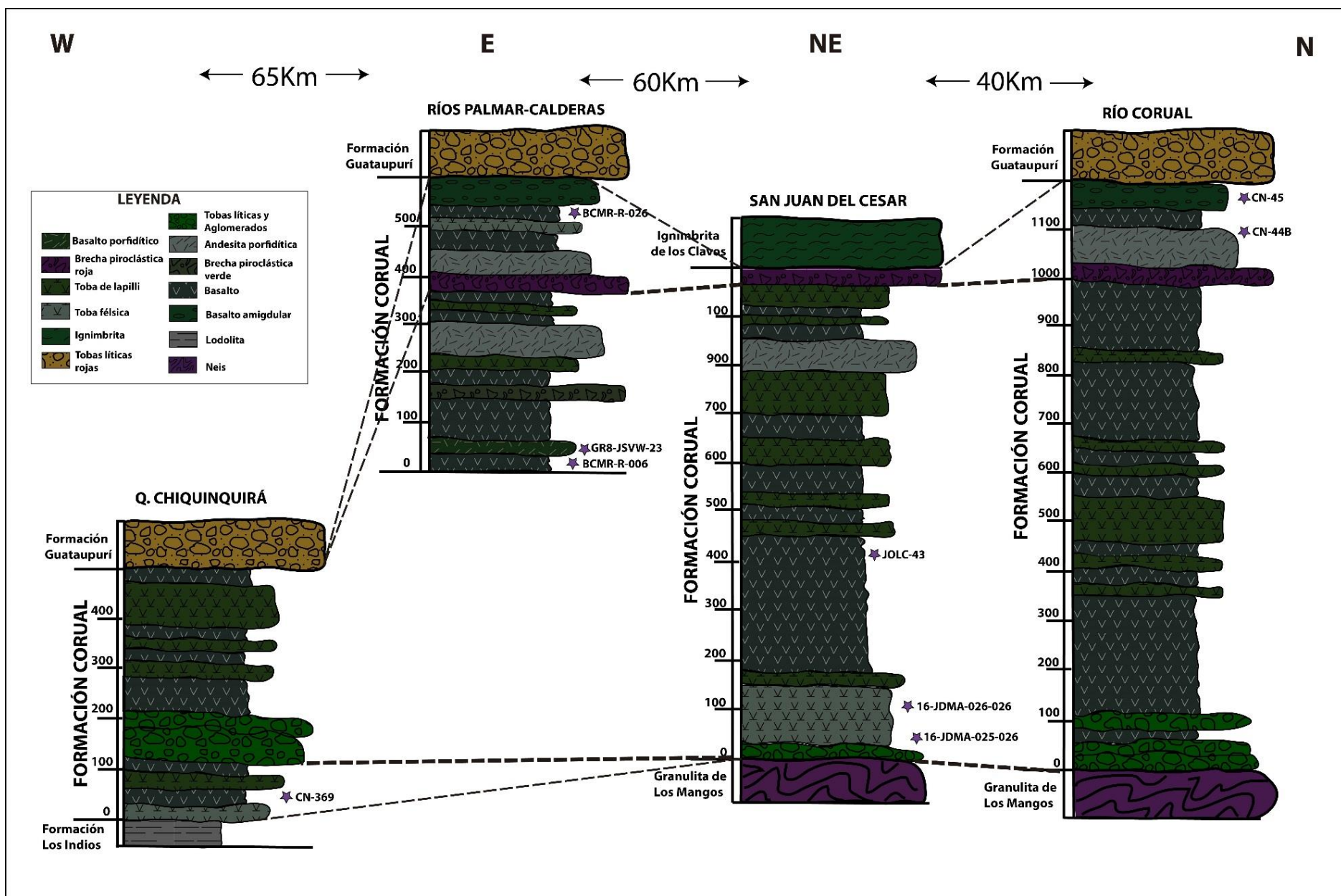
#### 5.5.1.1 Sección Quebrada Chiquinquirá

La localidad de la Quebrada Chiquinquirá (sector de Los Indios) es caracterizada por fallas normales en dirección NW que involucran toda la secuencia sedimentaria y volcánica (Fig. 3a). En esta sección se presentan tobas félsicas masivas (hialotobas) de color blanco en la base en contacto con la Formación Los Indios, las que son suprayacidas por una secuencia espesa de basaltos y tobas de ceniza. Posteriormente, se presenta un segmento de tobas líticas máficas y félsicas de lapilli en su mayoría autoclastos, y finalmente aglomerados de líticos de gneis, cuarcita, autoclastos, otros líticos volcánicos félsicos y máficos, y líticos sedimentarios. Segmentos locales de tobas líticas compuestos únicamente de líticos de gneis son sobresalientes. Adicionalmente, los líticos presentan una alta esfericidad y son altamente redondeados. Rocas volcanoclásticas con estructura masiva son predominantes, pero también pueden tener gradación inversa, inversa-normal y normal. Este intervalo se encuentra suprayacido por una secuencia espesa de basaltos masivos verdes y negros; por último, por una intercalación de tobas de lapilli y ceniza con silicificación, y es muy común que cuando no la presenta sean confundidas con lodolitas dada la meteorización (Fig. 19).

#### 5.5.1.2 Sección Río Palmar-Río Calderas

La localidad de los Ríos Palmar y Calderas está caracterizada por una secuencia ligeramente replegada; adicionalmente la secuencia es ampliamente intruida por las rocas hipoabisales ácidas del Jurásico al SE y NW, que presentan fallamiento normal. Al norte la unidad es suprayacida por la Formación Guatapurí (Fig. 3b). En la sección de los ríos Palmar y Calderas la parte más inferior de la unidad está compuesta por basaltos masivos negros y basaltos porfidíticos de color verde oscuro. Seguidos por una secuencia estratificada en capas medias de basaltos negros con estructura de flujo, y basaltos subofíticos y gabros. Esta secuencia es suprayacida por tobas de cenizas de color gris oscuro con alteración hidrotermal y son cortadas por diques de composición dacítica.

Un intervalo remarcable compuesto por brechas piroclásticas con autoclastos máficos con estructura de flujo se identificó en la unidad, suprayacido por tobas máficas de ceniza con estructura de flujo, y una fuerte estratificación volcánica. Estas rocas son suprayacidas por pórfidos andesítico - basálticos y por tobas de ceniza de composición máfica (con inter-estratificaciones de capas y sistemas complejos de sílice exhalativo). Suprayaciendo esto, se presenta brechas piroclásticas rojas de lapilli, y hialotobas de color crema. Finalmente, ocurren basaltos porfidíticos y basaltos amigdules (rellenos de calcita y zeolitas) con estructura de flujo (Fig. 19).



**Figura 19. Columnas generalizadas de la Formación Corual en las secciones Quebrada Chiquinquirá, Ríos Palmar y Calderas, San Juan del Cesar y Río Corual. Los data de correlación (líneas punteadas gruesas) utilizados corresponden con las tobas líticas hacia la base, y las brechas piroclásticas rojas hacia el tope.**

#### 5.5.1.3 Sección San Juan del Cesar

El área de San Juan del Cesar está caracterizada por un arreglo estructural dominado por fallas normales en dirección NE. Estas fallas normales limitan las secuencias volcánicas que buzan en dirección SE. En la parte central de San Juan del Cesar afloran rocas de la Granulita de Los Mangos suprayacidas por la Formación Corual y la Ignimbrita de Los Clavos, limitada por fallas normales, destacándose la Falla Ranchería (Fig. 3d).

En la sección de San Juan del Cesar, tres sub-sectores fueron estudiados en la parte basal de la unidad, y se encontró que la aparición de un intervalo de 400m de espesor de basaltos negros masivos y basaltos con estructura de flujo como intervalo marcador (con indicadores de fracturamiento hidráulico al tope de las capas gruesas y muy gruesas). Por debajo estratigráficamente de este intervalo de sur a norte, se encontró en la parte más sur de la Loma El Oso un intervalo de 10 metros de basaltos grises con abundante alteración hidrotermal, y luego un paquete de 50 m de tobas félsicas blancas de lapilli de composición riodacítica. En la parte central se encontró una capa de 30cm de carbonato por segregación hidrotermal, y por encima de esta, tobas de cenizas de composición máfica. En la parte norte se encontraron tobas líticas de composición félsica con líticos de gneis, posteriormente tobas cristalinas de lapilli de composición félsica y tobas de ceniza de composición máfica. Ahora bien, por encima del espeso intervalo de basaltos se encontraron intercalaciones de basaltos, con tobas de cenizas de composición máfica, andesitas basálticas porfidíticas e intercalaciones de basaltos y tobas de ceniza. La parte más superior aflorante de la unidad consta de brechas piroclásticas con líticos de coloraciones rojizas y verdosas; normalmente, este tipo de rocas tiene un color morado cuando están ligeramente alteradas, pero frescas son de color negro (Fig. 19).

#### 5.5.1.4 Sección Río Corual

En la localidad del Río Corual, la Formación Corual buza al N, y de manera general la Formación Guatapurí y las rocas volcánicas jurásicas buzán de la misma manera. Estas rocas volcánicas están en contacto fallado al W con la Granulita de Los Mangos, a lo largo de la Falla Corual; y hacia el S la Formación Corual es intruida por rocas de Cinturón Central de Batolitos (Fig. 3c).

La secuencia de la sección del Río Corual, comienza con tobas líticas y aglomerados con líticos tamaño guijo predominantemente de gneis. Al igual que con la sección de la Quebrada Chiquinquirá, pueden ser masivas y con contactos netos con basaltos. Localmente puede ocurrir gradación, pero es mucho menos frecuente en esta sección, al igual que la aparición de otras estructuras sedimentarias.

Posteriormente, sigue una secuencia muy espesa de basaltos masivos negros y verdes, que terminan intercalándose con tobas de cenizas de composición máfica y en menor medida félsica. Luego son suprayacidos por basaltos negros y verdes ligeramente porfidíticos. Por encima estratigráficamente, aparece un intervalo compuesto por brechas piroclásticas masivas con autoclastos angulosos de composición basáltica de colores rojizos, verdes y morados. Esta secuencia es suprayacida por una secuencia de pórfidos de composición basáltica y andesítica -basáltica. Finalmente, la parte más superior de la unidad consiste en basaltos amigdulares (reellenos de calcita, clorita y zeolitas) con estructura de flujo (Fig. 19).

**Figura 20. Primera lámina fotográfica de las rocas de la Formación Corual. A) Basalto porfidítico grueso-granular ligeramente cumular. Sección Río Palmar. B) Basalto cumular con amígdulas rellenas de clorita, feldespato y sílice. Sección Río Palmar. C) Basaltos masivos con alteración hidrotermal ligera. Sección Río Palmar. D) Dique de composición dacítica que intruye basaltos masivos de la Formación Corual. Sección Río Palmar. E) y F) Brecha hidráulica con autoclastos de basalto porfidítico con textura de flujo. Sección Río Palmar. G) Basalto amigdular porfidítico con textura de flujo. Sección Río Calderas. H) Andesita basáltica porfidítica masiva intruida por dique riolítico. Sección Río Calderas.**

**Figura 21. Segunda lámina fotográfica de las rocas de la Formación Corual. A) Toba vitreocristalina de lapilli masiva. Sección Quebrada Chiquinquirá. B) Toba vítreo-lítica de lapilli laminada con autoclastos. Sección Quebrada Chiquinquirá. C) Parte inferior, toba lítica clasto-soportada polimíctica masiva con clastos tamaño guijo grueso y cantos redondeados y esféricos. Parte superior, toba vítrea masiva. Sección Quebrada Chiquinquirá. D) Capas de tobas líticas matriz-soportada con gradación normal y muy mala selección, intercaladas con tobas vítreo-cristalinas con laminación cruzada, y material epi- y autoclástico transportado. Sección Quebrada Chiquinquirá. E) Capas masivas de basaltos, con ligero fracturamiento hidráulico. Sección San Juan del Cesar. F) Toba cristalina de composición riolítica masiva. Sección San Juan del Cesar. G) Toba vítreas laminadas con silicificación parcial. Sección San Juan del Cesar. H) Brecha piroclástica con autoclastos de basalto verde parcialmente oxidada. Sección Río Corual.**



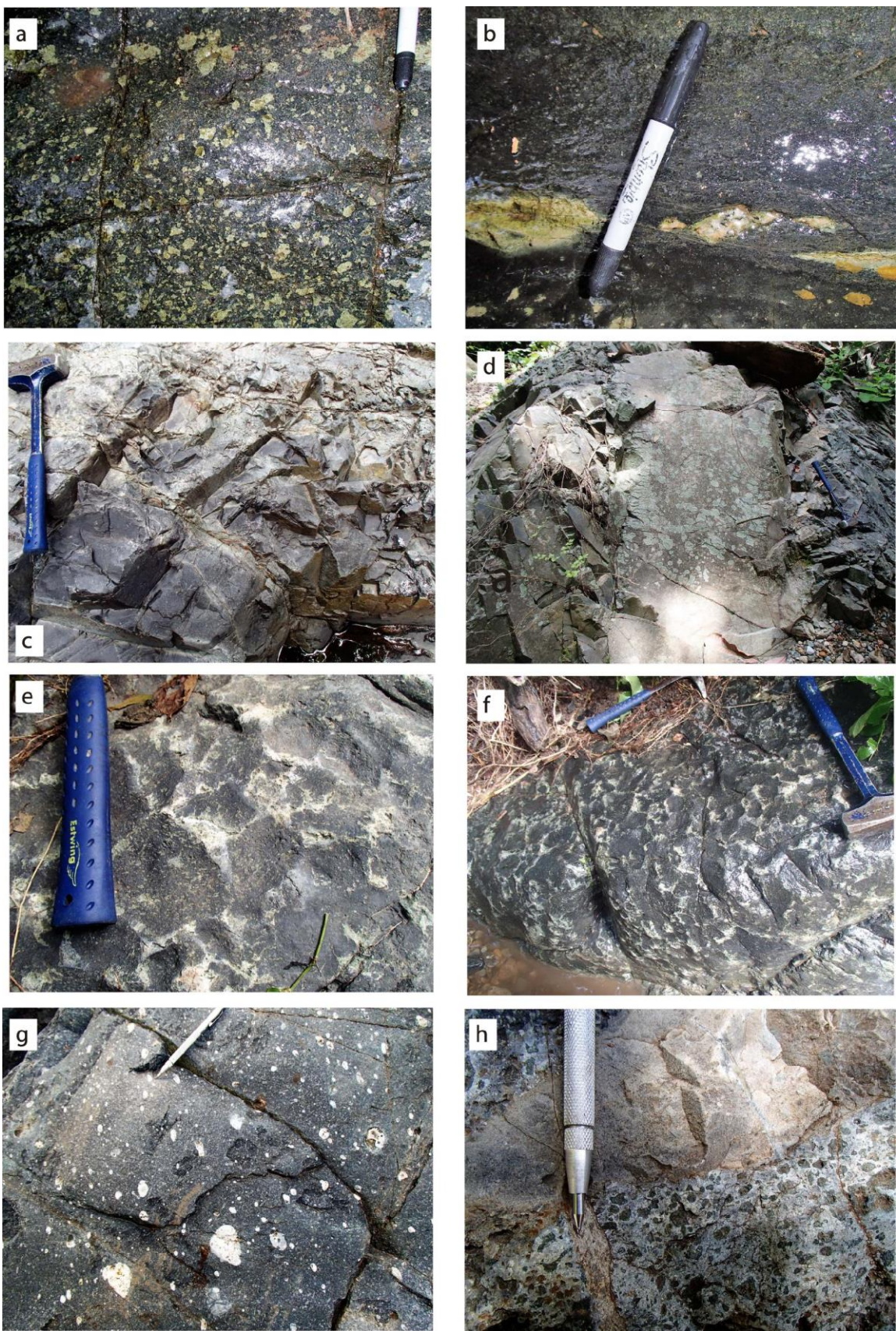


Figura 20.





Figura 21.

## 5.6 Geoquímica

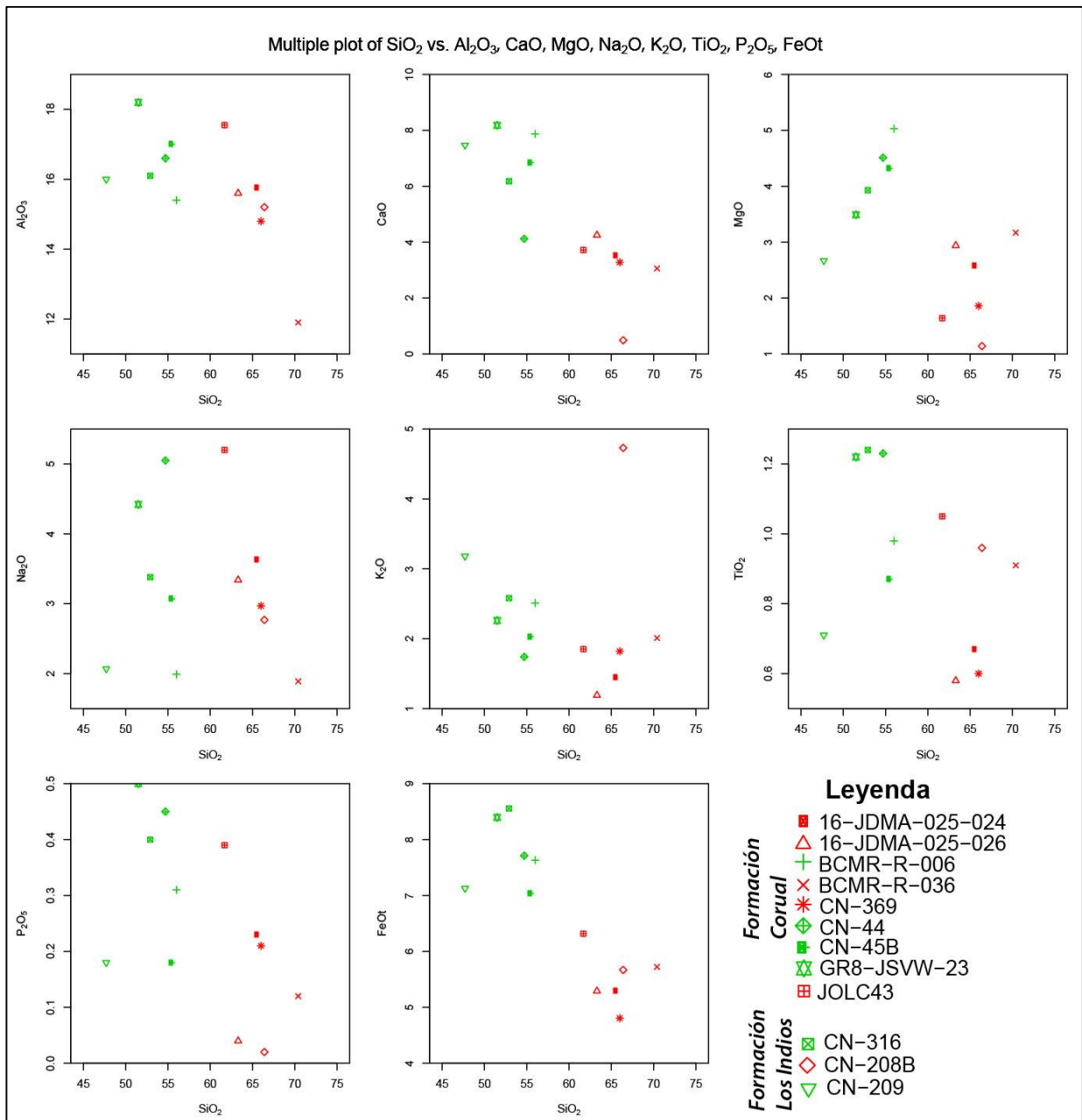
La ubicación y unidad de las muestras de roca de los análisis litogeoquímicos son mostradas en la tabla 4. Dentro de la que se incluyen rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Los Indios, y de las cuatro localidades estudiadas de la Formación Corual. (ANEXO 4)

Muestra	Localidad	Unidad	Descripción
CN-209	Q. Gentil	Formación Los Indios	Basalto
CN-208B	Q. Gentil	Formación Los Indios	Toba cristalina
CN-316	Arroyo Los Indios	Formación Los Indios	Basalto porfidítico
CN-369	Q. Chiquinquirá	Formación Corual	Toba vítrea
GR8-JSVW-23	Río Palmar	Formación Corual	Basalto porfidítico
BCMR-R-006	Río Palmar	Formación Corual	Basalto
BCMR-R-036	Río Calderas	Formación Corual	Toba cristalina
CN-45B	Río Corual	Formación Corual	Basalto porfidítico
CN-44	Río Corual	Formación Corual	Basalto
JOLC-43	Vía San Juan La Chorrera	Formación Corual	Toba vítrea
16-JDMA-025-024	Vía San Juan La Chorrera	Formación Corual	Toba cristalina
16-JDMA-025-026	Vía San Juan La Chorrera	Formación Corual	Toba cristalina

Tabla 4. Muestras litogeoquímica de roca total.

### 5.6.1 Elementos mayores

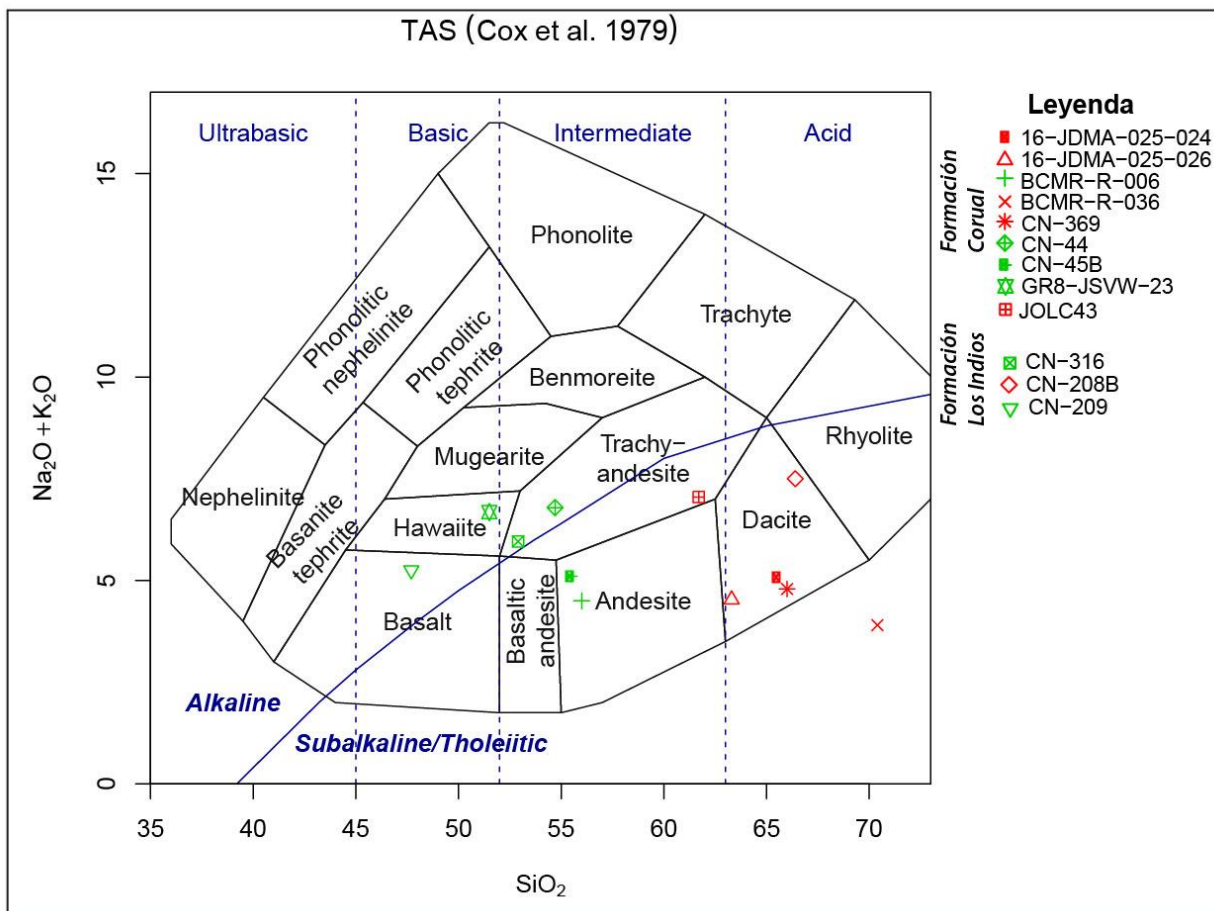
Las rocas han sido agrupadas en dos subgrupos: **subgrupo 1** rocas con sílice entre 47-56% (CN-209, GR8-JSVW-23, CN-316, CN-44, CN-45B, BCMR-R-006; símbolos verdes), y **subgrupo 2** entre el 62-70% (JOLC-43, JDMA-025-026, JDMA-025-024, CN-369, CN-28B, BCMR-R-036; símbolos rojos). La variación de los elementos mayores respecto a la sílice es mostrada en los diagramas de variación tipo Harker (1900) en la figura 22. Respecto al  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  existe una fuerte correlación negativa en las muestras que varían de 18-12% y 10-1% respectivamente, aunque con una amplia dispersión. El  $\text{MgO}$  muestra inicialmente una correlación positiva con la sílice, y posteriormente una correlación negativa con bastante dispersión. El  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  no muestran correlación lineal con la sílice, sino más bien una distribución dispersa aleatoria. Por último, el  $\text{K}_2\text{O}$  y el  $\text{FeO}^t$  presentan una relación lineal inversa con valores entre 1-5% y 4-9%.



**Figura 22. Diagrama de variación tipo Harker (1900) (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). Muestras en color verde corresponde con el subgrupo 1, y en color rojo con el subgrupo 2.**

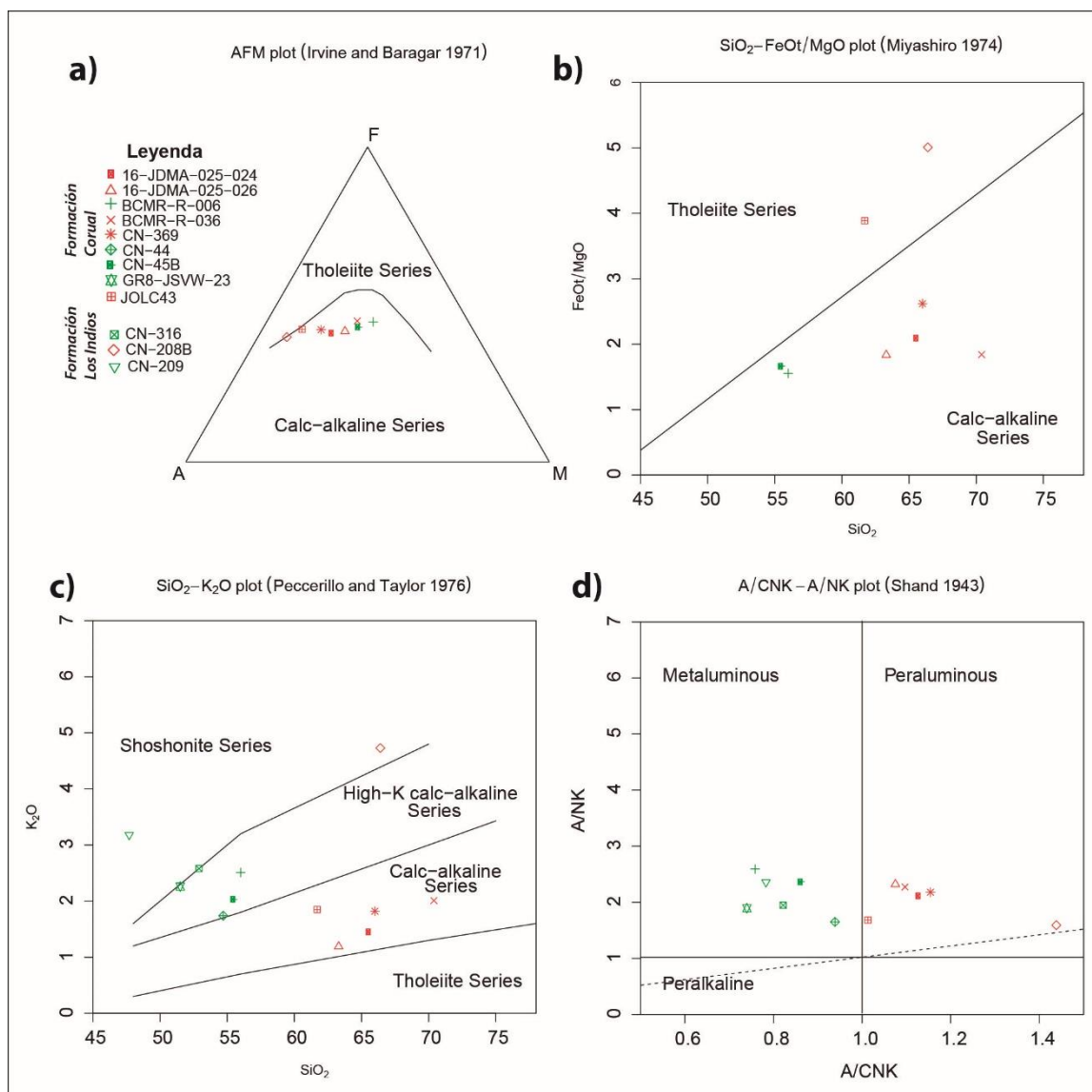
Las muestras fueron graficadas en el diagrama de clasificación TAS de Cox *et al.* (1979) (Fig. 23) y dieron como resultado: las rocas del subgrupo 1 fueron clasificadas como basalto (CN-209), hawaiita (GR8-JSVW-23), traquiandesita (CN-316, CN-44), esta cuatro últimas pertenecientes a la serie alcalina; y como andesita (CN-45B, BCMR-R-006) de la serie subalcalina. Mientras que las del Subgrupo 2 son clasificadas como rocas de la serie subalcalina; una muestra como traquiandesita (JOLC-43), y las demás como dacita (JDMA-025-026, JDMA-025-024, CN-369, CN-28B, BCMR-R-036).





**Figura 23.** Diagrama de clasificación TAS de rocas volcánicas de Cox *et al.* (1979) (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). Muestras en color verde corresponde con el subgrupo 1, y en color rojo con el subgrupo 2.

En el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1976) (Fig. 24a), todas las rocas subalcalinas corresponden a la serie calcoalcalina; excepto JOLC-43 y CN-208 que están en el límite tholeítico- calcoalcalino. Las rocas JOLC-43 y CN-208 en el diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeO}^t/\text{MgO}$  de Miyashiro (1974) (Fig. 24b) son clasificadas como tholeitas, y las demás subalcalinas como calcoalcalinas. En ese orden de ideas, respecto a la relación  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Pecerillo & Taylor, 1976) (Fig. 24c) todas las rocas del subgrupo 1, menos la CN-208B, son clasificadas como calcoalcalinas. Paralelamente, todas las rocas del subgrupo 2, excepto la CN-209, como rocas de la serie calco-alcalina rica en potasio. Las muestras CN-208 y CN-209 son clasificadas como rocas pertenecientes a la serie shoshonítica. Respecto a la variación del aluminio en el diagrama ACNK-ANK (Shand, 1943) (Fig. 24d) las rocas del subgrupo 1 son clasificadas como peraluminosas y las del subgrupo 2 como metaluminosas. Destacándose el valor de A/CNK mayor a 1.4 en la muestra CN-208B.

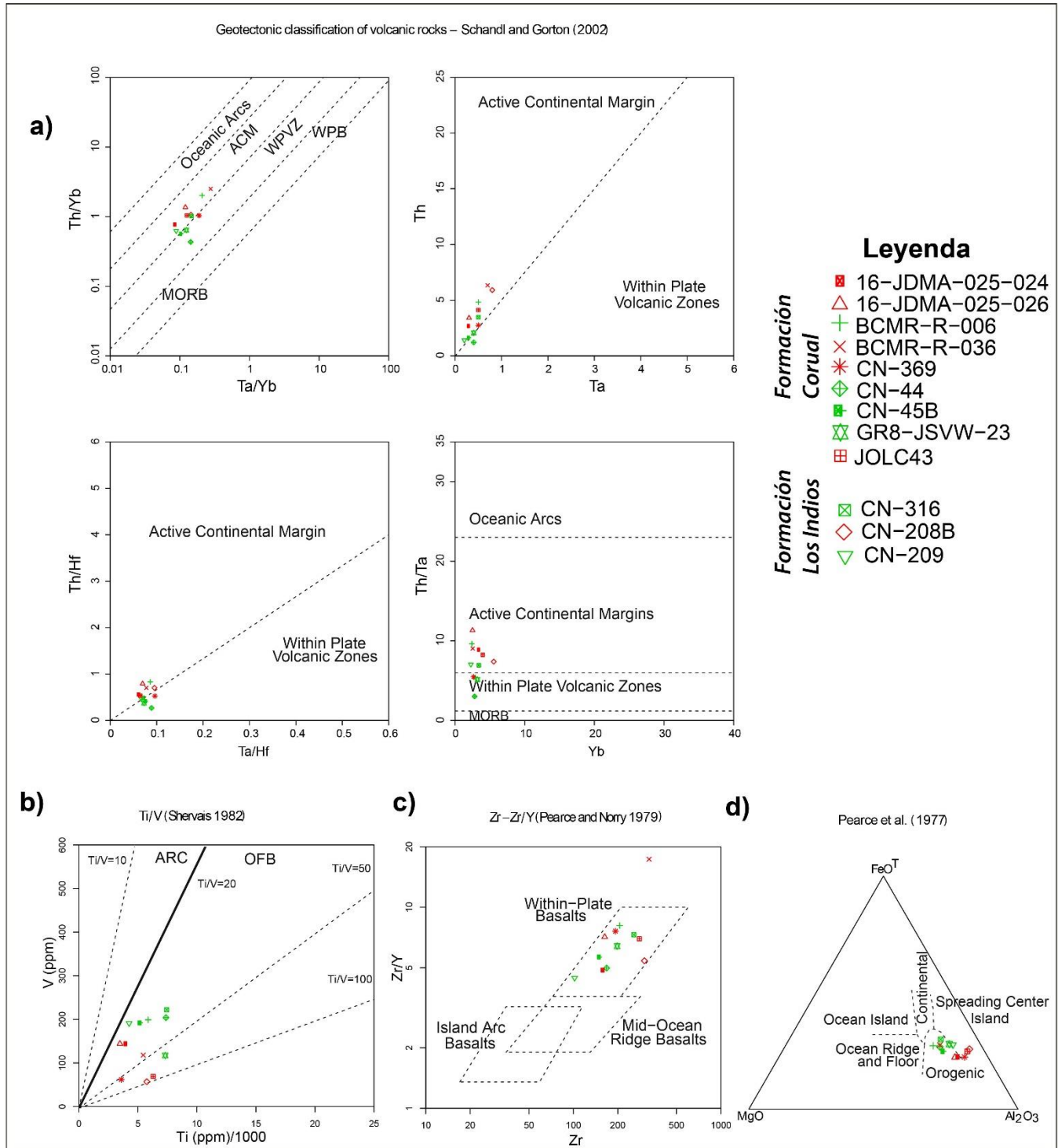


**Figura 24. Diagrama de clasificación general (para las rocas de las formaciones Corral y Los Indios). A) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). B) Diagrama SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO de Miyashiro (1974). C) Diagrama SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O de Peccherillo & Taylor (1976). D) Diagrama A/CNK - A/NK de Shand (1943). Muestras en color verde corresponde con el subgrupo 1, y en color rojo con el subgrupo 2.**

### 5.6.2 Discriminación tectónica

Las muestras de los subgrupos 1 y 2 fueron graficadas en los diagramas de clasificación tectónica utilizando tanto elementos trazas, como elementos mayores. En el diagrama de Pearce *et al.* (1977) (Fig. 25d) las rocas del subgrupo 1 fueron ubicadas en el campo de rocas orogénicas, a excepción de la CN-209 que fue ubicada en el campo de centro de expansión de islas. Las rocas BCMR-R-036, CN-208B y 16-JDMA-025-024 del subgrupo 2 son graficadas en el campo de rocas orogénicas, y las restantes del subgrupo 2 en el campo de centro de expansión de islas. En el diagrama de Shervais (1982) (Fig. 25b) las rocas están ubicadas en el campo de Back-Arc y MORB. En los diagramas de clasificación de Pearce & Cann (1973) (Fig. 26a) todas las muestras son ubicadas en los campos

correspondientes o próximos a Basaltos de Arco Continental (CAB). Pero en el diagrama de Pearce & Norry (1979) (Fig. 25c) todas las rocas son graficadas en el campo de basaltos intra-placa.



**Figura 25. Diagramas de clasificación geotectónica parte I (para las rocas de las formaciones Corral y Los Indios). A) Diagramas de Schandl & Gorton (2002). B) Diagrama de Ti/V de Shervais (1982). C) Diagrama Zr-Zr/Y de Pearce & Norry (1979). D) Diagrama de Pearce *et al.* (1977). Muestras en color verde corresponde con el subgrupo 1, y en color rojo con el subgrupo 2.**

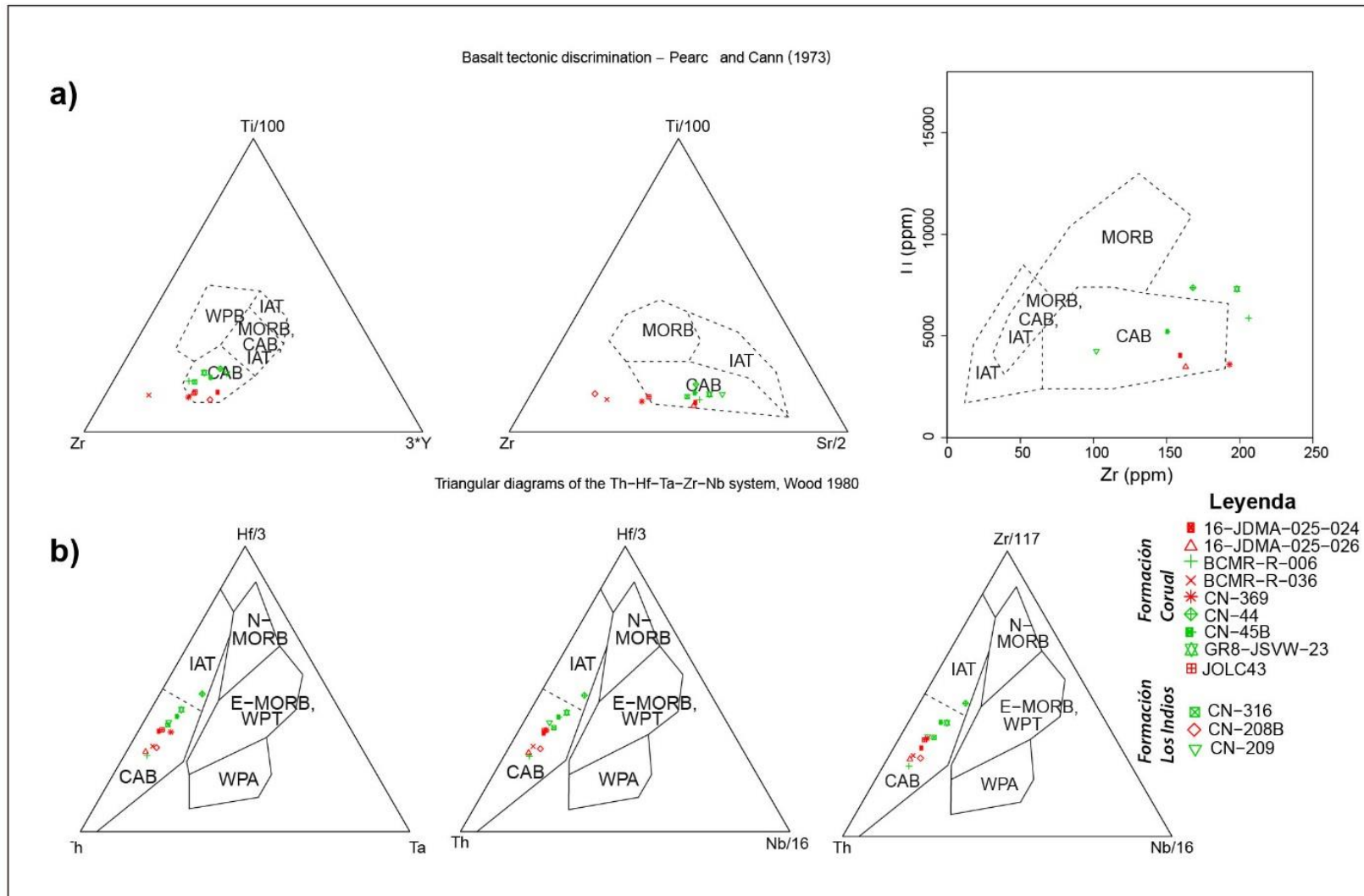
En los diagramas de clasificación geotectónica de Schandl & Gorton (2002) (Fig. 25a), las rocas son discriminadas en el diagrama Ta/Yb vs Th/Yb, mayoritariamente en los campos de arco continental y zona magmática intraplaca para las del subgrupo 2 y 1 respectivamente. En el diagrama Th vs Ta todas las muestras menos la GR8-JSVW-23 y CN-44 son clasificadas como margen continental activo (ACM); esas dos muestras son clasificadas como Zona Volcánica Intraplaca (WPVZ). En el diagrama Th/Hf vs Ta/Hf las muestras CN-369, GR8-JSVW-23, CN-45B son clasificadas como WPVZ, y las demás como ACM. En adición a esto, las rocas en los diagramas de clasificación geotectónica de Wood (1980) (Fig. 26b) son graficadas en el campo de CAB, menos la muestra CN-44 que corresponde al campo de Tholeitas de Arcos de Islas (IAT).

### 5.6.3 Diagramas *Spider*

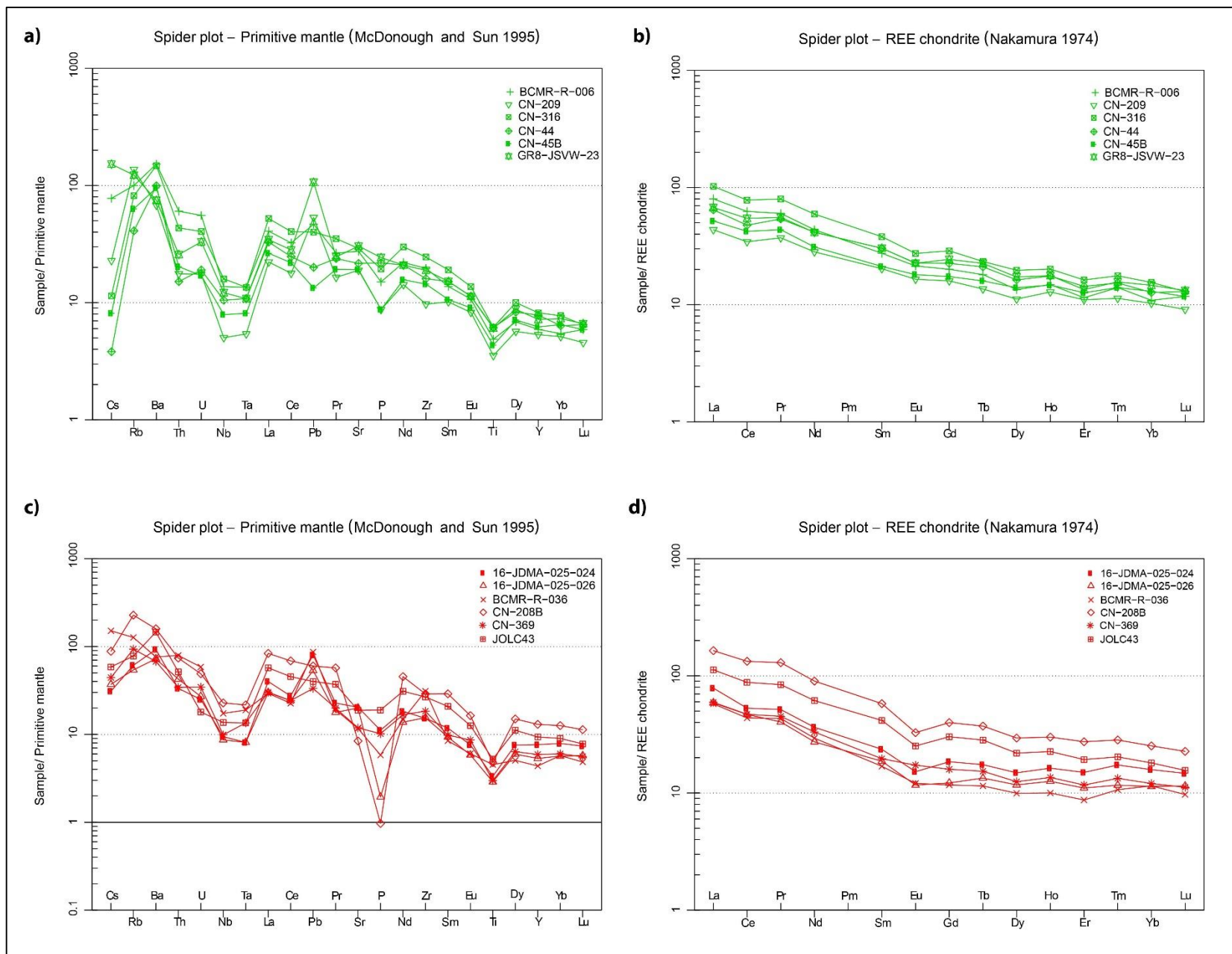
Las rocas del subgrupo 1 en el diagrama *Spider* normalizado al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) (Fig. 27a) exhibe relaciones de  $Cs_n$  ( $n$ : normalizado) muy variable que van desde 4 a 200. Los valores de  $Rb_n$  y  $Ba_n$  son altos, de entre 70-200. En cambio, existe una anomalía negativa en los valores de  $Nb_n$  y  $Ta_n$  con concentraciones de 5-20. Posteriormente, un valor elevado en  $La_n$ . El  $Pb_n$  puede ser muy variable, con valores de alrededor de 20 (CN-44), como un pico negativo respecto a los adyacentes valores; o como un valor de 100 (GR8-JSVW-23), como una fuerte anomalía positiva. Ocurre luego un pico negativo en el  $P_n$  con valores de 10-30, y luego otro pico negativo en el Ti, 5 a 8 veces la concentración del PM (manto primitivo).

De manera global, los valores normalizados para las rocas del subgrupo 2 son más altos que las del subgrupo 1 (Fig. 27c). En las rocas del subgrupo 2, las relaciones de  $Cs_n$  son altas y varían entre 30-150. Los contenidos de  $Rb_n$  y  $Ba_n$  son muy altos oscilan entre 70-200. Los valores de  $Nb_n$  y  $Ta_n$  se presentan como un pico negativo con concentraciones de entre 9-30. Las muestras JOLC-43 y CN-208B tienen valores normalizados altos de Ta, La, Ce y Pr por lo que un pico positivo de  $Pb_n$  no se observa en relación estos elementos. Contrariamente, en las demás muestras del subgrupo hay valores normalizados más bajos de Ta, La, Ce y Pr, y un pico positivo en el  $Pb_n$ . Remarcablemente, una anomalía muy negativa ocurre en el  $P_n$ , donde los valores de las muestras CN-208B y 16-JDMA-025-026 tienen concentraciones de solo 1 o 2. De manera similar, se presenta un pico negativo en el Ti con valores entre 4-7 veces la concentración del manto primitivo.





**Figura 26. Diagramas de clasificación geotectónica parte II (para las rocas de las formaciones Corral y Los Indios). A) Diagramas de Pearce & Cann (1973). B) Diagramas de Wood (1980). Muestras en color verde corresponde con el subgrupo 1, y en color rojo con el subgrupo 2.**



**Figura 27. Diagramas multielementales *Spider* (para las rocas de las formaciones Corual y Los Indios). A) Diagrama *Spider* multielemental normalizado al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para las rocas del subgrupo 1. B) Diagrama *Spider* multielemental de Tierras Raras normalizado a condrita de Nakamura (1974) para las rocas del subgrupo 1. C) Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para las rocas del subgrupo 2. D) Diagrama multielemental de Tierra Raras normalizado a condrita de Nakamura (1974) para las rocas del subgrupo 2.**

La variación de las Tierra Raras en el diagrama *spider* normalizado a la condrita C1 de Nakamura (1974) para las rocas del subgrupo 1 (Fig. 27b), muestra unas concentraciones altas en tierras raras livianas - LREE (50-100 veces los valores normalizados), y medias en tierras raras pesadas - HREE (10-20 veces); en un patrón decreciente moderadamente lineal. No se observó una anomalía marcada en el comportamiento del  $Eu_n$ . Para las rocas del subgrupo 2 (Fig. 27d) existe un patrón decreciente con valores normalizados altos de LREE (60-200) y valores medios de HREE (10-30). Una anomalía pequeña en  $Eu_n$  se presenta en las rocas de este subgrupo a excepción de la muestra CN-369 que no presenta esta anomalía.

## 6. Interpretación

### 6.1 Interpretación sedimentológica

#### 6.1.2 Facies sedimentarias

Para la interpretación de ambientes sedimentarios es necesario en primera medida una previa interpretación de los procesos, tipos de depósito y flujo a nivel de facies (Tabla 1). De esta manera, los conglomerados de las facies *mGS*: son interpretados como flujos de derrubios no cohesivos (Postma, 1986; Ghibaudo, 1992) o como un flujo de densidad hiperconcentrado (Mulder & Alexander, 2001); dado que presentan un arreglo desordenado, masivo y con mala selección. La imbricación (u orientación de los ejes largos de los clastos) de la parte basal puede estar asociada con la cizalla respecto al fondo del depósito en flujos de derrubios de alta viscosidad (Postma, 1984b). Pero cuando son pobremente imbricados y masivos pertenecen a flujos de derrubios de baja viscosidad (Postma, 1984a), ambos casos sin desarrollo de bases erosivas (Postma, 1984a; Nemec & Steel, 1984). La no presencia de gradación en la parte central de las capas es indicativo de congelamiento friccional (Lowe, 1982; Sohn, 1997); normalmente, al no presentar una gradación se interpretan como flujos de derrubios fuertemente coherentes (Marr *et al.*, 2001).

El bajo contenido de arena en los conglomerados clasto-soportados puede deberse a la infiltración de la arena (Larsen & Steel, 1978). Localmente estos flujos pueden evolucionar a flujos turbulentos en los que correspondería a los topes ligeramente laminados (Nemec & Steel, 1984; Postma, 1984a). En cambio, en los conglomerados matriz-soportados, la abundancia del contenido de arena puede ser atribuida al corresponder a un área más distal (Nemec *et al.*, 1984; Postma, 1984b; Surlyk, 1984); adicionalmente, puede ocurrir también remobilización y enriquecimiento en el contenido de arena (Larsen & Steel, 1978). La ausencia de lodo y un comportamiento de flujo laminar lo diferenciaría de un flujo cohesivo (Lowe, 1982; Talling *et al.*, 2012).

Facies *gsGS*: Esta facies es interpretada como depósitos producto de flujos supercríticos turbulentos de baja concentración (Postma, 1986). La gradación normal e inversa-normal, la imbricación y bases erosivas con turboglifos son una característica que define los depósitos de flujos de gravedad turbulentos (Nemec & Steel, 1984); cuya gradación inversa-normal representa el desarrollo de una alfombra de tracción (Lowe, 1982; Nemec *et al.*, 1984; Sohn, 1997; Talling *et al.*, 2012). La aparición de capas de esta facies en conjunto con arenitas especialmente de la facies *mS*, es una característica muy común en flujos de gravedad turbulentos, con desarrollo de nubes turbulentas de sedimentos diluidos en suspensión (Lowe, 1982; Postma, 1984a; Sohn, 1997, 2002; Talling *et al.*,

2012). La diferenciación entre clasto- y matriz-soportado al igual que con las rocas de la facies *mGS* se atribuye a partes distales.

Se puede afirmar que ocurre un posible origen a partir de la evolución de un flujo de derrubios (Nemec & Steel, 1984; Nemec *et al.*, 1984; Nemec, 1990), dada la relación con los conglomerados de las facies *mGS*.

Facies *gMyG*: para esta facies, igualmente considerando su gradación normal y bases erosivas se interpreta como parte de un depósito de flujos de gravedad turbulentos. Los intraclastos de lodo se interpretan como depósitos de interface entre la alfombra de tracción y la nube de sedimentos en suspensión (Postma *et al.*, 1988; Sohn, 1997; Talling *et al.*, 2012), y representan el retrabajamiento del fondo del depósito o de rocas semi-consolidadas previas (Henstra *et al.*, 2016). No obstante, depósitos similares a estos son interpretados como *concentrated density flows* (Mulder & Alexander, 2001).

Facies *gS*: considerando la ocurrencia de partículas tamaño grava con gradación inversa o inversa-normal, localmente con megaclastos y *scouring*, ubican las rocas de estas facies en los depósitos de tracción de un flujo de gravedad turbulento (Lowe, 1982; Nemec *et al.*, 1984, 1988), con dispersión de partículas tamaño grava y arena (Ghibaudo, 1992).

Facies *mS*: esta facies de arenita masiva es interpretada como parte de un flujo de sedimentos por gravedad no cohesivo con dispersión de arena, local congelamiento friccional, erosión y retrabajamiento del fondo del depósito (Ghibaudo, 1992; Talling *et al.*, 2012). La ausencia de estratificación, la licuefacción y estructuras en *dish* son típicas de los topes de flujos de gravedad turbulentos ricos en grava y arena.

Facies *lS*: las arenitas laminadas (sin clastos tamaño grava) con un débil granodecrecimiento se interpretan como depósitos de tracción de la parte diluida de un flujo de gravedad turbulento, mezclado con sedimentos en suspensión por decantación (Lowe, 1982; Sohn, 1997).

Facies *rS*: esta facies corresponde con depósitos de tracción de la parte diluida de un flujo de gravedad turbulento (Lowe, 1982; Sohn, 1997; Talling *et al.*, 2012).

Facies *gM*: las rocas de esta facies pueden ser interpretadas como depósitos de suspensión de un flujo de gravedad turbulento parcialmente diluido, con un rápido escape de agua inmediatamente después del depósito (Lowe, 1982; Talling *et al.*, 2012; Henstra *et al.*, 2016a).

Facies *xS*: esta facies es interpretada como el depósito de la carga de tracción de un flujo supercrítico con generación de dunas subacuáticas (Ghibaudo, 1992). La bioturbación y cemento calcáreo

permite inferir que se trata de depósitos de carga de fondo en un ambiente marino por encima del nivel del oleaje diario normal en el frente de playa. (Van Wagoner *et al.*, 1990; Walker, 1992; Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003; Boggs, 2006). Esta interpretación requiere considerar que las arenitas con estratificación cruzada de bajo ángulo y en artesa comúnmente amalgamadas en capas con espesores medios y gruesos, son interpretadas como depósitos de dunas submarinas (Walker, 1992; Boggs, 2006); que pueden estar acompañadas con rocas con estratificación ondulosa en un ambiente de frente de playa (Van Wagoner *et al.*, 1990; Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003; Nichols, 2009).

Facies *sS*: para esta facies se interpreta un depósito submarino por debajo del nivel de oleaje diario normal, pero por encima del nivel de las tormentas. La estratificación *hummocky* es considerada como indicativo de flujos oscilatorios producto de la acción de las olas de tormenta en la plataforma (Dott & Bourgeois, 1982; Duke *et al.*, 1982; Greenwood & Sherman, 1986; Boggs, 2006; Tinterri, 2011). La selección es buena y las partículas pertenecen al tamaño arena, considerando que para la mezcla de tamaño grava y arena en las mismas condiciones, se da lugar a la generación de mega-ondulitas (Leckie, 1992). La presencia en esta facies de bioturbación, cemento calcáreo y glauconita en conjunto con estratificación cruzada o *hummocky-swaley* se interpreta como depósitos del *shoreface* (Walker, 1992; Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003; Boggs, 2006). Pero capas no amalgamadas con estratificación ondulosa pueden ocurrir localmente en el *offshore* (Walker, 1992; Hampson & Storms, 2003).

Facies *ISM*: esta facies es interpretada como depósitos submarinos de *offshore*, donde existe una alternancia de caída por suspensión y corrientes débiles producto de la acción de olas de tormenta (Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003; Boggs, 2006).

Facies *IM*: esta facies corresponde con depósitos marinos por debajo del nivel de las tormentas (Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003). Las lodolitas laminadas se interpretan como depósitos de caída por suspensión por debajo del nivel de las tormentas, mientras que las limolitas a corrientes débiles (Walker, 1992). Igualmente, las limolitas laminadas intercaladas con lodolitas grises laminadas y lentes de arenitas, que pueden presentar algunas inter-estratificaciones con arenitas con estratificación ondulosa son características del *offshore* (Van Wagoner *et al.*, 1990; Walker, 1992; Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003).

Facies *BmS*: esta facies se interpreta como un régimen marino de media energía con corrientes débiles por encima del nivel de las tormentas. Las partículas terrígenas gruesas dentro de las



biomicritas se atribuyen a la acción de las olas de tormentas (Walker, 1992) en un ambiente de plataforma interna (Walker, 1992; Sanders & Hofling, 2000).

Facies *IBM*: esta facies es interpretada como depósitos de un régimen marino de baja energía por debajo del nivel de las tormentas, con intercalaciones de depósitos de caída por suspensión. Los depósitos de biomicritas reflejan una intensa actividad biogénica en ausencia de aporte terrígeno (Walker, 1992). Cuando se intercalan con lodolitas, constituyen un arreglo común en la plataforma continental, donde ocurren fluctuaciones en el aporte de terrígenos finos (Boggs, 2006; Nichols, 2009). En contraste, en ausencia de lodo terrígeno la acumulación de lodo calcáreo, y la textura *wackestone* con algas, esponjas y foraminíferos son indicativos de ambientes marinos de plataforma media (*offshore*) (Walker, 1992; Boggs, 2006; Nichols, 2009). Los conchostrácodos no constituyen ningún indicador facial, dado que pueden encontrarse en ambientes tanto continentales, transicionales y marinos muy someros (Bock, 1953; Tasch, 1987; Kozur & Weems, 2007, 2010; Weems & Lucas, 2015)

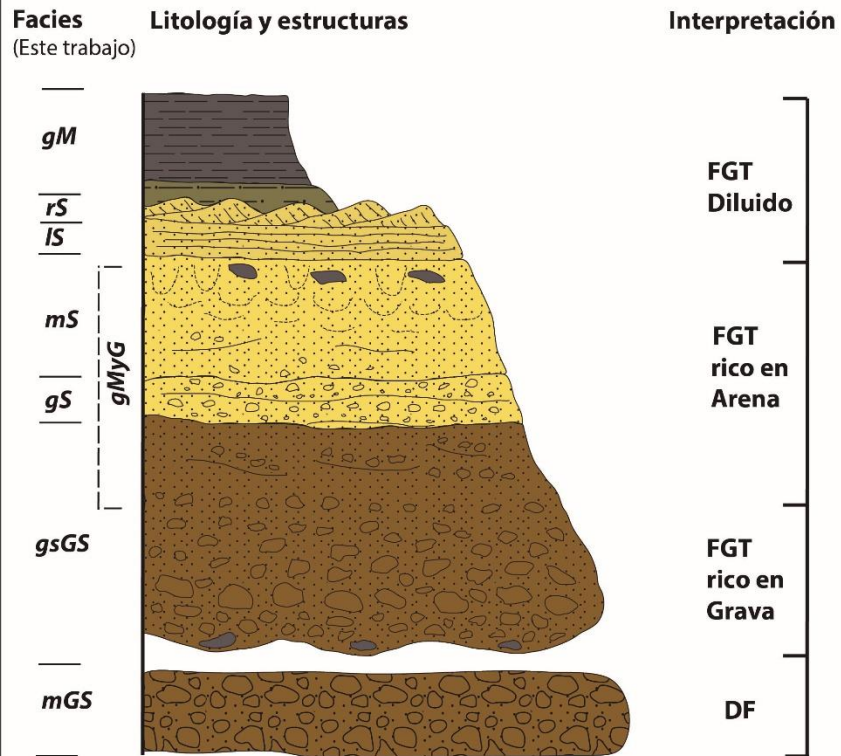
Facies *Bmfp*: esta facies se interpreta como rocas de un régimen marino de muy baja energía por debajo del nivel de las tormentas. La intercalación de rocas de textura *mudstone* y *wackestone* es indicativa de una menor energía en comparación con las rocas de la facies *IBM* (Walker, 1992), en un ambiente de plataforma externa (*offshore*) (Walker, 1992; Nichols, 2009). Las incursiones de fosforitas pueden corresponder a esporádicas corrientes de baja energía (Pufhal *et al.*, 2003) (Fig. 28, incluye también la interpretación para las facies desde *mGS* a *Bmfp*).

La facies *Vtb* es descrita de acuerdo con la litología de las rocas volcánicas o volcanoclásticas presentes dentro de la facies. De forma tal, que las tobas cristalinas de lapilli son interpretadas como depósitos de flujos piroclásticos submarinos por erupciones explosivas en flujos laminares (Fisher, 1984; Planke *et al.*, 2000). Y las tobas líticas masivas y aglomerados como flujos de derrubios (Postma, 1986) submarinos por erupciones explosivas (Fisher, 1984; Asvesta & Dimitriadis, 2010). Para los basaltos masivos se interpreta flujos de lava de erupciones efusivas submarinas (Fisher, 1984).

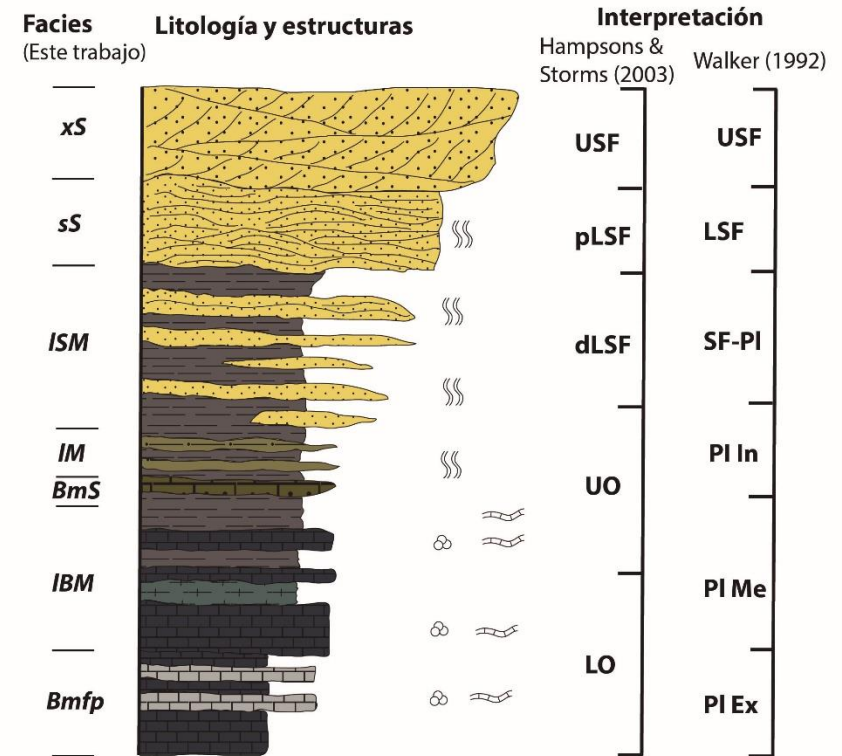
### **6.1.2 Asociaciones de litofacies**

La ASO I corresponde a la amalgamación de depósitos de flujos de gravedad turbulentos, que pueden evolucionar a flujos de gravedad diluidos; intercalados con flujos de derrubios no cohesivos (flujos de gravedad laminares), con menor inversión textural y remobilización. Principalmente, las rocas de esta asociación de litofacies se depositaron en un ambiente no confinado (Wells, 1984, Postma, 1986; Sohn, 2000; Henstra *et al.*, 2016a).

### a) DEPÓSITOS DE FLUJOS DE GRAVEDAD



### b) DEPÓSITOS MARINOS DE PLATAFORMA



## LEYENDA

	Foraminíferos		Estratificación ondulosa		Lodolita gris		Biomicrita arenosa
	Algas		Estratificación cruzada		Marga		Limolita
	Bioturbación		Estratificación subparalela		Biomicrita gris clara		Arenita
	Intraclasto de lodo		Estructura en dish		Biomicrita gris oscura		Conglomerado arenoso

**Figura 28. Columnas estratigráficas esquemáticas e idealizadas con la interpretación de las facies desde *mGS* a *Bmfp*. A) Depósitos de flujos de gravedad. B) Depósitos marinos de plataforma con la interpretación de sub-ambientes de Walker (1992) y Hampson & Storms (2003). Basado en Lowe (1982), Walker (1992), Kamola & Van Wagoner (1995), Hampson & Storms (2003, Talling *et al.* (2012) y Henstra *et al.* (2016a). DF, Flujo de derrubios; FGT, Flujo de gravedad turbulento; USF, Upper Shoreface; pLSF, Lower Shoreface proximal; dLSF, Lower Shoreface distal; UO, Upper Shoreface; LO, Lower Offshore; LSF, Lower Shoreface; SF-PI, Transición Shoreface-Plataforma; PI In, Plataforma Interna; PI Me, Plataforma Media; PI Ex, Plataforma Externa.**

ASO II: esta asociación de litofacies corresponde a una amalgamación masiva de capas discontinuas y continuas de depósitos de gravedad turbulentos, localmente diluidos. Se atribuye esta asociación de litofacies a depósitos en un ambiente no confinado, pero depósitos en ambientes confinados ligeramente canalizados pueden estar presentes (Prior & Bornhold, 1989; Henstra *et al.*, 2016a). La sedimentación de conglomerados con intraclastos y retrabajamiento del fondo del depósito es una característica destacable.

ASO III: corresponde a una mezcla de depósitos marinos amalgamados del *shoreface* superior con depósitos de flujos de gravedad turbulentos. Existe una intercalación de rocas que son interpretadas como dunas submarinas y depósitos por oleaje de tormentas, y aquellas correspondientes a los flujos de gravedad. La madurez textural de los clastos extra-cuenca, la ausencia de arcilla y una alta redondez son interpretadas como sedimentos que han sufrido moderado transporte (Folk, 1980), y la abundancia material terrígeno grueso (arena y grava) permite suponer aporte desde el continente a través de un drenaje cercano. La mezcla de depósitos de gravedad y depósitos de plataforma (especialmente el desarrollo de estratificación *hummocky*) es una característica común en el frente deltaico, asociado a flujos hiperpícnicos (Kleinspehn *et al.*, 1984; Tinterri, 2011).

ASO IV: esta asociación de litofacies se interpreta como producto de la desaceleración de flujos turbulentos de alta densidad ricos en arena y grava, y flujos de derrubios no cohesivos, en un ambiente no confinado como el *offshore*. La mezcla de depósitos de *offshore* con depósitos de flujos de gravedad como una interdigitación entre depósitos, representa pendientes elevadas como un escarpe de falla; que finalizan en un ambiente relativamente plano como la plataforma. Puede ocurrir remobilización e inversión textural dado los periodos de baja ocurrencia de flujos de gravedad; e igualmente, puede ocurrir segregación del flujo (Larsen & Steel, 1978; Wells, 1984; Henstra *et al.*, 2016a).

ASO V: esta asociación de litofacies es interpretada como depósitos marinos de plataforma continental. La abundancia masiva de las facies *IM* y *sS* con eventuales biomicritas corresponden a una asociación de *shoreface* inferior (Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003), o a la transición entre el *shoreface* inferior y la plataforma interna. El dominio de las arenitas en esta asociación de litofacies y como facies subordinadas las lodolitas, ubican esta asociación de litofacies

por debajo del nivel del oleaje diario normal, pero por encima del nivel de tormentas (Walker, 1992; Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003; Boggs, 2006); con ciertas excursiones a la parte más superior del *offshore*. Presenta, además muy escasos depósitos de flujos de gravedad turbulentos.

ASO VI: al igual de la ASO V, esta asociación de litofacies se interpreta como depósitos marinos de plataforma. Sin embargo, el contenido de arenitas dentro de esta facies es secundario comparado con las lodolitas. Por lo tanto, se interpreta como depósitos predominantemente de *offshore* (Van Wagoner *et al.*, 1990; Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003), o de plataforma interna y media (Walker, 1992; Boggs, 2006). Se destaca esporádicos episodios de flujos de gravedad turbulentos.

ASO VII: una mayor abundancia de biomicritas, y un contenido muy bajo de arenitas diferencia esta asociación de litofacies de la ASO VI. Se interpreta como depósitos marinos de plataforma continental; el menor contenido de arenitas combinado con una mayor influencia de biomicritas y la presencia de limolitas es característica típica del *offshore* (Kamola & Van Wagoner, 1995; Hampson & Storms, 2003), o la plataforma media con excursiones a la plataforma interna (Walker, 1992). En esta asociación de litofacies no se reportan depósitos de flujos de gravedad.

ASO VIII: esta asociación corresponde con la asociación de litofacies que tiene los contenidos más bajos de partículas terrígenas, y ausencia de partículas de grava. Por lo tanto, se interpreta como depósitos de *offshore* (Hampson & Storms, 2003). El alto contenido de lodo calcáreo y la disminución del material terrígeno se considera como una disminución en el aporte desde el continente, en depósitos equivalentes a una plataforma media carbonatada (Walker, 1992; Sanders & Hofling, 2000; Boggs, 2006; Nichols, 2009).

ASO IX: esta facies presenta una reactivación en el material terrígeno incluyendo gravas, pero es la única asociación de litofacies que presenta micritas *mudstone*. Se interpreta como depósitos de *offshore* o plataforma externa por la presencia de (bio-) micritas *mudstone* y *wackestone* (Walker, 1992; Boggs, 2006), pero con excursiones a la plataforma media, y en menor frecuencia la plataforma interna; en concordancia con la aparición de arenitas y lodolitas. Se destaca un menor contenido de depósitos de flujos de gravedad turbulentos, que ocurren de manera anómala dentro de las intercalaciones de biomicritas.

ASO X: Finalmente, esta asociación de litofacies se interpreta como flujos de derrubios submarinos de erupciones explosivas intercalados con flujos de lava de erupciones efusivas. Esta asociación

representa la desaceleración de flujos confinados en un ambiente no confinado (Fisher, 1984; Postma, 1986).

### **6.1.3 Ambientes de depósito**

De manera general, se destaca como primera medida la ausencia de indicadores de exposición subaérea en las rocas de la Formación Los Indios, como *mudcracks*, raíces, formación de suelos y horizontes de caliche (Ethridge & Wescott, 1984). Al igual que rocas con características de depósitos de conglomerados fluviales, que incluye principalmente conglomerados clasto-soportados crudamente estratificados sub-horizontales, gradados o con estratificación cruzada. En dichos conglomerados predominan clastos redondeados sin presencia de matriz, inter-estratificados con arenitas conglomeráticas en capas lenticulares con bases erosivas, buena a mala selección y geometrías de capas mayormente cuneiformes y lenticulares acompañado de una total ausencia de cualquier indicador marino o lacustre (Steel, 1976; Ethridge & Wescott, 1984; Nemec *et al.*, 1984; Nemec & Steel, 1984; McPherson *et al.*, 1987; Walker, 1992; Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1997; Backert *et al.*, 2010; Lewis *et al.*, 2015). De acuerdo con los criterios propuestos por Miall (1977, 1985, 1996, 2014) no se evidencian ni facies, ni elementos arquitecturales que pudiesen interpretarse como depósitos fluviales en general.

Aunque, los conglomerados en especial de la ASO I, donde no hay contenido fósil podría incluir depósitos de gravedad no solo subacuados, sino también subaéreos; y las ASO II y III la transición entre sistemas continentales/transicionales a ambientes marinos. Desafortunadamente, no se ha encontrado evidencia concluyente de exposición subaérea; pero las características de estos depósitos indican zonas muy proximales al continente, en donde desaparece el contenido fósil (de hábitat subacuados) y otros indicadores de un ambiente subacuático, lo que permite suponer algo de exposición subaérea especialmente a la base de la unidad (Bourgeois & Leithold, 1984; Leckie, 1988; Bluck, 2011). De la misma forma, aunque el contenido fosilífero de la unidad (p.e. foraminíferos) muestra afinidad con ambientes marinos someros, la presencia de conchostrácodos y plantas indica un aporte y cercanía del continente (área emergida) (Bock, 1953; Tasch, 1987; Kozur & Weems, 2007, 2010; Weems & Lucas, 2015).

Ejemplos del inicio de la sedimentación y generación de espacio de acomodación a partir de áreas emergidas sujetas a erosión han sido discutidos por Vergara & Guerrero (1996) y Guerrero (2002); en donde muestran la transición de un área expuesta a ambientes continentales, y posteriormente a ambiente marinos, en cuencas tectónicamente activas. Asimismo, soportan el desarrollo de sistemas deltaicos en lugar de abanicos submarinos, y caracterizan el inicio de la sedimentación como respuesta a un sistema transgresivo. Considerando esto, es casi necesario que la parte basal de la

Formación Los Indios en sus diferentes secciones haya sido depositada en condiciones ligeramente subaéreas, que evolucionaron muy rápido a ambientes subacuáticos donde están presentes el cemento calcáreo y otros indicadores de sedimentación subacuática.

Por otra parte, la mayoría de las rocas de la Formación Los Indios fueron depositadas en un ambiente marino somero o como flujos en masa subacuáticos. La interpretación de depósitos marinos en lugar de depósitos lacustres es apoyada por la presencia de foraminíferos bentónicos, estratificación ondulosa, arenitas glauconíticas e intensa bioturbación. Para la interpretación de ambientes sedimentarios mayores se considera la geometría general del depósito, la distribución de las asociaciones de litofacies, los patrones de apilamiento, paleocorrientes y el contenido fósil; de acuerdo con lo propuesto por Surlyk (1984) para secuencias conglomeráticas intercaladas con secuencias finogranulares. No obstante, se presume la existencia un área emergida que aportó sedimentos del continente y permitió el desarrollo de depósitos de flujos de gravedad, predominantemente grueso-granulares sin arcilla y con clastos extra-cuenca de tamaño hasta canto (Ethridge & Wescott, 1984; Kleinspehn *et al.*, 1984; Surlyk, 1984; Ravnas & Steel, 1998; Richards *et al.*, 1998; Jackson *et al.*, 2005; Backert *et al.*, 2010; Gobo *et al.*, 2014a; Lewis *et al.*, 2015; Henstra *et al.*, 2016a).

El segmento 1 de la Formación Los Indios, que predominantemente presenta conglomerados, se interpreta como depósitos de un fan delta o delta tipo cónico (Ethridge & Wescott, 1984; Nemec *et al.*, 1984; Kleinspehn *et al.*, 1984; Surlyk, 1984; Nemec, 1990), según se considere o no la posible sedimentación en ambientes continentales. No obstante, el patrón de apilamiento característico de los deltas y en especial de los deltas ricos en grava consiste en una secuencia de manera general tripartita granocreciente (Ethridge & Wescott, 1984; Postma, 1984a; McPherson *et al.*, 1987; Postma, 1990; Walker, 1992). Esta característica tripartita es muy importante en los fan delta tipo Gilbert (Postma, 1984a, 1990; Colella, 1988; Backert *et al.*, 2010; Gobo *et al.*, 2014a, 2014b); pero en algunos tipos de fan deltas y en otros tipos de deltas de grano grueso (*coarse-grained delta*) puede no presentarse por un bajo aporte de sedimentos, demasiada subsidencia, controles tectónicos o la misma geometría de la cuenca (Nemec *et al.*, 1984; Surlyk, 1984; Nemec, 1990; Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1997; Ravnas & Steel, 1998).

Sin embargo, para que la interpretación de un fan delta fuese la más adecuada, se requiere una parte subaérea y una submarina (Ethridge & Wescott, 1984; McPherson *et al.*, 1987; Hoy & Ridgway, 2003); pero el potencial de preservación y espesor de la parte subaérea puede ser extremadamente limitado (Kleinspehn *et al.*, 1984; Surlyk, 1989; Prosser, 1993). Considerando esto, puede ocurrir ausencia de depósitos propiamente fluviales y dar lugar a una planicie deltaica subacuática, que no



necesariamente requiere de exposición subaérea (Nemec, 1990). Esta planicie muestra aporte de sedimentos gruesos del continente que son afectados por procesos tanto mareales como por el oleaje, y desarrollo de fauna marina (Kleinspehn *et al.*, 1984; Nemec & Steel, 1984). Así, los conglomerados del segmento 1 asociados a flujos de derrubios subacuados/subaéreos y flujos de gravedad turbulentos, con bioturbación, cemento calcáreo, y en compañía de lodolitas laminadas fosilíferas; se interpretan como el correspondiente al frente deltaico o a la transición del frente deltaico con la planicie deltaica (Kleinspehn *et al.*, 1984; Nemec & Steel, 1984; Postma, 1990; Tinterri, 2011; Lewis *et al.*, 2015), en un fan delta *shelf-type* (Ethridge & Wescott, 1984; Surlyk, 1989; Postma, 1990) o un delta cónico (Nemec, 1990). Esto puede observarse especialmente en la ASO III, y parcialmente en la ASO II, ASO IV y ASO V.

Esta interpretación de un posible fan delta aplica especialmente en las secciones de la Q. La Unión, Arroyo Los Indios y Q. Chiquinquirá. Sin embargo, para la sección del Cerro del Águila, los conglomerados más angulosos de mayor granulometría y caóticos, y menores contenidos de arena sin indicadores de interacción marina, requiere considerar que es muy factible el desarrollo de una parte subaérea o muy cercana a la transición subaérea/subacuática de un delta de grano grueso (fan delta o delta cónico) (Surlyk, 1984; Prosser, 1993; Ravnas & Steel, 1998; Henstra *et al.*, 2016a). Esto hace referencia a las rocas en cercanías con el contacto con la Granulita de los Mangos (ASO I). La distribución de facies más finas de manera global a medida que se alejan de este contacto, al igual que los criterios de paleocorrientes permite interpretar este tipo de interface como paleofallas o una pendiente relacionada a fallas que controla la sedimentación de la unidad (Ethridge & Wescott, 1984; Kleinspehn *et al.*, 1984; Surlyk, 1984; McPherson *et al.*, 1987; Colella, 1988; Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1997; Ravnas & Steel, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000).

Consecuentemente con esto, las rocas de la parte inferior del segmento 1 se interpretan como la parte proximal bien sea de un fan delta o de un delta tipo cónico, mientras que las rocas de la parte superior del segmento 1 e inferiores del segmento 2 como partes más distales. Esto basado en un mayor contenido de lodolitas y disminución de los conglomerados (Ethridge & Wescott, 1984; Postma, 1984a; Surlyk, 1984; Prior & Bornhold, 1989; Walker, 1992). Aunque, algunas estas variaciones podrían relacionarse a pulsos de la actividad de fallas de acuerdo con lo propuesto por Henstra *et al.* (2016a).

La parte media y superior del segmento 2 en las cuatro secciones de la Formación Los Indios se interpreta como depósitos marinos de *shoreface* y *offshore*, en una plataforma mixta con sedimentos siliclásticos y calcáreos. La retrogradación de sedimentos (respecto a una hipotética línea de costa local) se considera como producto de un exceso de subsidencia y disminución del aporte de

terrígenos (Surlyk, 1984; Prosser, 1993; Ravnas & Steel, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Withjack *et al.*, 2002; Schlische, 2003); contralado por la actividad tectónica *syn*-sedimentaria. Adicionalmente, incursiones anómalas de flujos de gravedad turbulentos también están presentes en el segmento 2, que se atribuyen a lóbulos de flujos de gravedad. Estos irrumpen en el fondo de la cuenca sobre los depósitos marinos de *offshore* que no hacen parte de la arquitectura de deltas (Leeder & Gawthorpe, 1987; Prosser, 1993; Ravnas & Steel, 1998).

Es necesario destacar que las rocas de plataforma de *offshore* no son diferenciadas de los depósitos de prodelta (Ethridge & Wescott, 1984; Kleinspehn *et al.*, 1984) o el *bottomset* (Postma, 1984a; Gobo *et al.*, 2014a) que conforma la geometría de los deltas; considerando la coalescencia y migración de posibles lóbulos (Ravnas & Steel, 1998; Jackson *et al.*, 2005; Henstra *et al.*, 2016a). Esta interpretación incluye principalmente las asociaciones de litofacies VI, VII, VIII, IX; excepto la parte más superior del segmento 2 que culmina con el depósito de las biomicritas de la asociación de litofacies IX, consideradas como las facies más profundas en toda la cuenca.

La parte más superior del segmento 2 y la parte inferior del segmento 3 en las secciones del Cerro del Águila, Q. La Unión y Arroyo Los Indios, se interpretan como prodelta y frente deltaico/ transición frente deltaico- planicie deltaica de un delta de grano grueso (fan delta o delta tipo cónico) (Kleinspehn *et al.*, 1984; Nemec *et al.*, 1984; Postma & Roep, 1985; Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1997). A diferencia del segmento 1, este segmento muestra una progradación generalizada que puede ser ligeramente abrupta, como por ejemplo en la sección del Arroyo Los Indios. Este segmento presenta también retrabajamiento del fondo del depósito, siendo más común en la parte inferior de la ASO II; las rocas de este segmento composicionalmente cambian de arcosas como las presentes en el segmento 1, a litoarenitas de líticos sedimentarios y volcánicos. Estos conglomerados intraformacionales son similares a los descritos por Postma & Roep (1985) de la parte inferior del *delta slope*, en la transición entre la base de la pendiente y el fondo de la cuenca (*basin floor*) (Henstra *et al.*, 2016a). La parte más superior en donde son muy escasos los conglomerados intraformacionales, y las arenitas con estratificación cruzada son abundantes se compara con los depósitos de la parte superior del *delta slope*, y la transición con la planicie deltaica de un fan delta (Kleinspehn *et al.*, 1984; Postma & Roep, 1985; Ravnas *et al.*, 1997).

Posteriormente, la parte superior del segmento 3 en todas las secciones se interpreta como depósitos marinos de *offshore*. Aunque en la sección del Cerro del Águila, a diferencia de las otras secciones, afloran rocas de la ASO III, interpretadas como migración de lóbulos del delta propuesto para la parte inferior segmento. Asimismo, se evidencia que no ocurre colmatación de la cuenca dado a que no se establecen sistemas fluviales por encima de las rocas deltaicas/marinas en el tope de la unidad.

La mayor subsidencia se presenta en el segmento 2 donde disminuye el aporte de sedimentos y se establecen facies marinas de *offshore*, producto de la mayor tasa de actividad tectónica registrada en la cuenca.

Las rocas de la **Formación Corual** y las rocas volcanoclásticas de la **Formación Los Indios** se interpretan como flujos de lava de erupciones efusivas intercalados con flujos piroclásticos y flujos de gravedad de erupciones explosivas subacuáticas (Fisher, 1984); con emplazamiento de cuerpos hipoabisales y formación de conos volcánicos (Planke *et al.*, 2000; Asvesta & Dimitriadis, 2010), en condiciones subacuosas (submarinas). Acompañado de una abundante generación de (hialo-) tobas, brechas piroclásticas, aglomerados y basaltos masivos en un volcanismo predominantemente fisural, limitado por fallas normales (Asvesta & Dimitriadis, 2010; Withjack *et al.*, 2013); con el aporte de epiclastos del basamento lo que implica cercanía y retrabajamiento de este. Este volcanismo fisural es apoyado por la ocurrencia intrusiones porfídicas en los contactos con Granulita de Los Mangos, el aporte de epiclastos de esta unidad que disminuyen en la lateral a medida que se alejan del contacto y numerosas fallas normales *syn*-sedimentarias que son intruidas por diques.

Adicionalmente, las intrusiones y diques tienden a intercalarse con rocas volcánicas estratificadas similar a lo propuesto por Asvesta & Dimitriadis (2010), durante la apertura del Thethys en Grecia. Pero para la interpretación de los depósitos volcánicos se requiere considerar también el ambiente geotectónico y las firmas geoquímicas. Adicionalmente, las interdigitaciones entre rocas volcánicas y sedimentarias, como las existentes en la Formación Los Indios, son comunes en arreglos extensivos especialmente en *rift*-continental tanto *back-arc* como intraplaca (Fisher, 1984; Shinjo & Kato, 2000; Asvesta & Dimitriadis, 2010).

## **6.2 Proveniencia**

Las rocas de la parte más próxima al norte y noroccidente de la Formación Los Indios, que mayoritariamente son conglomerados mono- u oligomícticos y arcosas, se interpretan como erosión directa del basamento metamórfico cercano a la cuenca. Las edades U-Pb en circón en la parte basal muestran efectivamente la ausencia de rocas ígneas o metamórficas que no correspondan al basamento metamórfico representado por la Granulita de Los Mangos (Tschanz *et al.*, 1974; Ordoñez *et al.*, 2002); unidad sobre la que la Formación Los Indios descansa inconformemente. Las intercalaciones esporádicas de líticos volcánicos especialmente en la parte inferior del segmento 1, son producto de actividad volcánica *syn*-sedimentaria en la unidad; descartándose proveniencia fuera de la cuenca para esta parte del segmento 1, considerando la mezcla de material terrígeno con material basáltico especialmente al flanco noroccidental de la cuenca. Adicionalmente, ante la

ausencia de circones mesozoicos en la parte más basal de la unidad que pudiesen provenir de tobas en la Formación Los Indios, se concluye que la actividad volcánica en la unidad es ligeramente posterior al inicio de la sedimentación. Igualmente, los diques encontrados en varias partes del contacto con la Granulita de Los Mangos que intruyen ambas unidades, son también posteriores a la sedimentación basal; probablemente con una edad similar a la de las rocas volcánicas de la Quebrada La Unión.

Para la base de la sección Quebrada Chiquinquirá se interpreta un área de aporte mayor ante la abundancia de clastos de composición polimíctica, aunque el aporte del basamento metamórfico en esta sección sigue siendo importante. Sin embargo, para la sección de la Quebrada Chiquinquirá y parcialmente en la sección del Arroyo Los Indios donde las paleocorrientes son provenientes del norte y por su ubicación, un retrabajamiento de las rocas volcánicas de la Quebrada La Unión no parece el más adecuado, sino depósitos cercanos de rocas volcánicas. Consecuentemente, se presume un área fuente de otras rocas volcánicas de la Formación Los Indios diferentes a las de la sección de la Quebrada La Unión, en un área muy cercana considerando el tamaño de clastos.

En la parte superior del segmento 1, se observa la disminución de ortoclasa, cuarzo monocrystalino con extinción ondulante (considerado de origen metamórfico), líticos plutónicos (o de gneis), y aparición de líticos volcánicos. Este cambio se asocia a un aumento del área de aporte en la parte superior del segmento 1, donde la signatura composicional cambia de altos de basamento a continental transicional (Fig. 17) (Dickinson & Suczek, 1979), implicando aumento de la actividad tectónica. Además, existe una reducción del aporte de material terrígeno a medida que ocurre retrogradación en la unidad. Adicionalmente, en el segmento 2 existen diferencias entre las secciones del Arroyo Los Indios y La Quebrada La Unión. Muestras ubicadas en posiciones estratigráficas similares de ambas secciones, muestran un aporte de líticos plutónicos y ortoclasa en la sección del Arroyo Los Indios; por otro lado, en la sección de la Quebrada La Unión el aporte se limita a líticos volcánicos, cuarzo monocrystalino con extinción recta (asociado a un origen plutónico y volcánico) y plagioclasa. Este cambio, es interpretado debido a la existencia de un área de aporte mucho mayor en la primera de estas secciones, rocas composicionalmente semejantes a arcosas líticas de un arco disectado; mientras que un área de aporte limitado se presenta en la segunda sección, interpretadas como litoarenitas de un orógeno reciclado (Dickinson & Suczek, 1979), ambas producto del retrabajamiento de secuencias vulcano-sedimentarias simultáneo con la erosión del basamento.

En ese orden de ideas, la muestra CN-213 de la Quebrada La Unión tiene un aporte de líticos metamórficos de esquistos, estos son extremadamente escasos en el basamento metamórfico Precámbrico; pero son similares aquellos encontrados en los cinturones metamórficos de medio



grado del Paleozoico tardío (Tschanz *et al.*, 1974). Aunque es posible que este tipo de rocas en cercanías de la unidad hayan sido erodadas, relacionado a la discordancia del Eoceno medio (Villagómez *et al.*, 2011b).

Posteriormente, el segmento 3 es caracterizado por el amplio contenido de líticos sedimentarios. Esta abundancia de este tipo de líticos se considera como el retrabajamiento de las rocas del segmento 2, compuestos principalmente de clastos de biomicritas, margas, lodolitas y limolitas. Es destacable que la mayor parte de estos líticos se ubican hacia la base del segmento 3. En contraste, en los conglomerados del segmento 3, en cercanía de la Q. Gentil prevalecen los fragmentos de gneis, mientras que en la sección de la Q. La Unión estos fragmentos son escasos; y en la sección del Arroyo Los Indios son reemplazados por líticos sedimentarios y volcánicos. Petrográficamente, las rocas de este segmento no contienen ni cuarzo con extinción ondulante, ni ortoclasa, ni líticos plutónicos.

Por otra parte, el enriquecimiento local en este segmento en cuarzo con extinción recta o la aparición de líticos de esquistos es interpretado como un aumento en el área de aporte, migración o mayor exposición del basamento ígneo/metamórfico. Finalmente, el contenido de líticos volcánicos y la plagioclasa tiende a aumentar en relación con los líticos sedimentarios, lo que conlleva a un cambio de la configuración del área fuente más parecida a la de un arco transicional, que incluye cuencas tipo *back-arc* volcánicamente activas, pero con aporte del basamento; en lugar de un orógeno reciclado lítico, similar a cuencas tipo *back-arc* con reciclaje y retrabajamiento como la parte inferior de este segmento (Dickinson & Suczek, 1979). Este cambio podría implicar aumento de actividad volcánica *syn*-sedimentaria, ligeramente anterior al depósito de las secuencias volcánicas de la Formación Corual; escasas arenitas tobáceas son encontradas en la parte superior del segmento (CRIS-06) que son consistentes con esta suposición.

La composición de las arenitas depende fuertemente del arreglo tectónico (Dickinson, 1985), aunque otros factores como el transporte, meteorización, diagénesis y la conexión entre área fuente-cuenca juegan un papel muy importante (Zuffa, 1980; Dickinson, 1985). Los diagramas de clasificación clásicos para proveniencia QFL y QmFLt de Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson (1985) están diseñados para partículas siliclásticas extra-cuenca no coetáneas con el depósito. Sin embargo, el retrabajamiento y reciclaje en ambientes tectónicamente activos (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985), de manera implícita incluye clastos sedimentarios intra-cuenca no coetáneos y volcánicos coetáneos o no, intra- o extra-cuenca. En consecuencia, los ambientes tectónicos resultado de dichos triángulos son el producto no solo del ambiente tectónico del área fuente, sino de la configuración de la cuenca de depósito y del sistema de conexión cuenca-área fuente (Mack, 1984; Zuffa, 1985, 1987); que en

sistemas tectónicos activos tiende a representar la configuración de la cuenca más que el área fuente (Zuffa, 1987, 1991).

Adicionalmente, ha sido demostrada la importancia en los análisis de proveniencia de partículas de carbonato, siliclásticas y volcánicas, coetáneas y no coetáneas, intra- o extra-cuenca (Zuffa, 1980, 1985, 1987, 1991; Mack, 1984; Fontana *et al.*, 1989; Garzanti, 1991). Concluyentemente, los clastos de lodolita intra-cuenca no coetáneos son considerados como litoclastos (Fontana *et al.*, 1989; Garzanti, 1991; Zuffa, 1991); que son comunes en ambientes sedimentarios relacionados a flujos de gravedad, como abanicos submarinos, fan deltas y prismas de acreción. Igualmente, la distinción entre clastos calcáreos intra-cuenca y extra-cuenca es fundamental para entender el sistema cuenca-área fuente (Zuffa, 1985; Mack, 1984), que al no ser considerados en la proveniencia conllevaría a pérdida de información respecto a la configuración de la cuenca y la conexión cuenca-área fuente.

Asimismo, es oportuno hacer la distinción de clastos volcánicos neo- y paleo- volcánicos incluidos solamente como líticos volcánicos (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985). No obstante, siguiendo la metodología Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), solamente los líticos volcánicos extra-cuenca no coetáneos deberían ser considerados; dado que este tipo de técnicas buscan elucidar principalmente la configuración del área fuente, pero simultáneamente perdiendo información de la cuenca y conexión cuenca-área fuente (Zuffa, 1985, 1987). Por lo tanto, se hace necesario considerar todos los tipos de partículas en estudios de proveniencia (Zuffa, 1989; Garzanti, 1991), especialmente en ambientes tectónicos activos como *rifting* continental o arco volcánico para no obtener conclusiones erróneas, que no representan las condiciones paleogeográficas y paleoecológicas del área fuente, y la cuenca durante el momento del depósito (Zuffa, 1985, 1991; Fontana *et al.*, 1989).

En concordancia con lo anterior, los líticos sedimentarios intra-cuenca no coetáneos presentes en la Formación Los Indios, así como los líticos volcánicos intra-cuenca no coetáneos (también coetáneos en menor proporción) y extra-cuenca coetáneos; son considerados dentro de los diagramas de Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson (1985). Dado que estos clastos representan la configuración de la cuenca y del área fuente (en este caso extra-cuenca muy cercana a intra-cuenca) tectónicamente activa, que controla el sistema área fuente-cuenca. En tal caso, que estos clastos no fuesen considerados, solamente se representaría la configuración tectónica del área fuente inicial al momento del depósito. En lugar de mostrar la evolución de la cuenca de sistemas de grabenes en el basamento a un *rifting* continental volcánicamente activo, con reabajamiento intra-cuenca; que si ejemplifica la configuración área fuente-cuenca para las rocas de la Formación Los Indios.

### 6.3 Geoquímica

Las rocas volcánicas de las formaciones Los Indios y Corual son descritas en dos grupos en relación con el contenido de la sílice, donde rocas de composición intermedia tienden a ser ausentes. De forma que basaltos son encontrados con dacitas, sin que existan rocas intermedias como en una diferenciación magmática normal (Winchester & Floyd, 1977). Igualmente, ocurre una alternancia de rocas básicas con acidas especialmente dacitas, que constituyen los segmentos tobáceos en la unidad; aunque existen importantes apariciones de tobas riolíticas especialmente en la base de la Formación Corual. De acuerdo con lo anterior, las rocas volcánicas presentes en estas unidades son descritas como un volcanismo ligeramente bimodal, a partir de la evolución de dos magmas diferentes, acompañado de basaltos alcalinos. Esta tendencia alcalina se observa tanto en la base de la Formación Los Indios como en la parte media y superior de la Formación Corual, pero las rocas calcoalcalinas son en proporción más abundantes que las alcalinas, dicha interpretación coincide con lo planteado por Tschanz *et al.* (1969, 1974).

Geotectónicamente, las rocas volcánicas de estas dos unidades muestran una tendencia a un ambiente de arco volcánico, pero firmas geoquímicas de ambientes extensivos también son recurrentes. Adicionalmente, existe una anomalía negativa en Nb, Ta, P y Ti; acompañada de una anomalía positiva de Rb y Ba; que se interpretan como un manto metasomatizado por subducción con presencia de una cuña astenosférica (Stern, 2002, 2004; Callegaro *et al.*, 2014). Sin embargo, casos similares a este con empobrecimiento en Nb y Ta, y un simultáneo enriquecimiento en LREE y Pb son típicos de rocas volcánicas de suprasubducción (Pearce & Peate, 1995). En conjunto, el magmatismo bimodal, y mezcla de firmas compresivas y extensivas se ha interpretado como *rifting continental*; con ascenso de la astenósfera debido a la subducción previa o coetánea de litosfera oceánica (Gribble *et al.*, 1998; Shinjo & Kato, 2000; Stern, 2002; Zhang *et al.*, 2004; Pearce & Stern, 2006; Asvesta & Dimitriadis, 2010).

No obstante, la subducción activa no es necesaria, sino más bien la existencia de un manto previamente enriquecido en elementos incompatibles por subducción previa (Pearce & Stern, 2006; Whalen *et al.*, 2015); ligado a un *rifting* simultáneo o posterior que permita el ascenso de material volcánico. Por ejemplo, el metasomatismo por subducción del Océano Rheic (Pérmico tardío) que se relaciona con la posterior generación de magmas durante la apertura del Atlántico Central (Triásico tardío) (Whalen *et al.*, 2015).

Este *rifting* dentro del que se ubican las rocas volcánicas de las formaciones Los Indios y Corual, se enmarca como el desarrollo de un margen pasivo regional a través de: *rifting* intraplaca continental

(Whalen *et al.*, 2015), o como la formación de cuencas de *rift back-arc* asociados a arcos en ambientes de subducción (Gribble *et al.*, 1998). Diferenciando entonces, entre rifting *back-arc* continental, que requiere la existencia de un margen activo, y *rift* intraplaca continental, que demanda solamente un manto enriquecido sin subducción (Reitsma, 2012; Whalen *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2016).

## 7. Discusión

### 7.1 Cuenca de depósito

Se interpreta que la cuenca de depósito para la Formación Los Indios consiste en una cuenca tipo *rift* (Fig. 29,30 y 31). Considerando los depósitos deltaicos y marinos de plataforma mayormente retrogradacionales, con abundantes indicadores de deformación *syn*-sedimentaria y fallas normales a microescala; se evidencia una tectónica extensiva (o ligeramente transtensiva) tipo *rift* (Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1997; Ravnas & Steel, 1998; Richards *et al.*, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Schlische, 2003; Jackson *et al.*, 2005; Asvesta & Dimitriadis, 2010; Lewis *et al.*, 2015; Henstra *et al.*, 2016b; Leleu *et al.*, 2016). Acompañado a esto se presenta también el volcanismo alcalino y calcoalcalino en la unidad, que en un escenario tectónico compresivo no podría emplazarse (Planke *et al.*, 2000; Asvesta & Dimitriadis, 2010). De manera global, la cuenca tiene dirección NW-SE en un arreglo de semigraben con las facies más gruesas-granulares hacia las fallas que los limitan. El primer rasgo destacable consiste en la interpretación de paleofallas al noroccidente en contacto con la Granulita de Los Mangos, dicha interpretación es consistente con los depósitos de flujos de gravedad (laminares y turbulentos) con pliegues *syn*-sedimentarios; al igual que con los indicadores de paleocorrientes. Adicionalmente, la geometría y las terminaciones de las capas, y las paleocorrientes son similares a las aquellas presentes en escarpes de falla (Gawthorpe & Leeder, 2000; Withjack *et al.*, 2013); con un depocentro relativamente cercano a este escarpe.

De manera que la diferencia topográfica creada por la acción fallas en cercanías del *footwall* ha dado lugar a la sedimentación gruesa en sus proximidades. Por otra parte, la extensión y colapso del *hanging wall* explica la sedimentación de facies finas en ambientes marinos. La limitada cantidad de posibles depósitos continentales se explica mediante una rápida subsidencia tectónica en una cuenca marina moderadamente somera (Prosser, 1993; Ravnas & Steel, 1998; Richards *et al.*, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Withjack *et al.*, 2002; Schlische, 2003; Rohais *et al.*, 2007; Withjack *et al.*, 2013), balanceada en sedimentos (Ravnas & Steel, 1998). Las fallas que limitan la cuenca hacia un costado se interpretan como fallas ciegas en diferentes trazos, que son unidos por una rampa de relevo; facilitando el desarrollo de un área de aporte mayor, y como resultado de esta rampa se propicia la generación de fan deltas (Fig. 29). Ejemplos similares a este han sido reportados en la mayoría de cuencas de *rift*, y adicionalmente puede o no ocurrir acoplamiento y unión de los distintos trazos de fallas a lo largo de rampas de relevos (Ravnas *et al.*, 1997; Ravnas & Steel, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Withjack *et al.*, 2002; Henstra *et al.*, 2016a, 2016b); en un solo trazo con un desplazamiento de falla equivalente a la suma de los segmentos (Gawthorpe & Leeder, 2000; Leeder, 2011). Varios trazos de la falla pudieron haber sido acoplados durante el depósito del

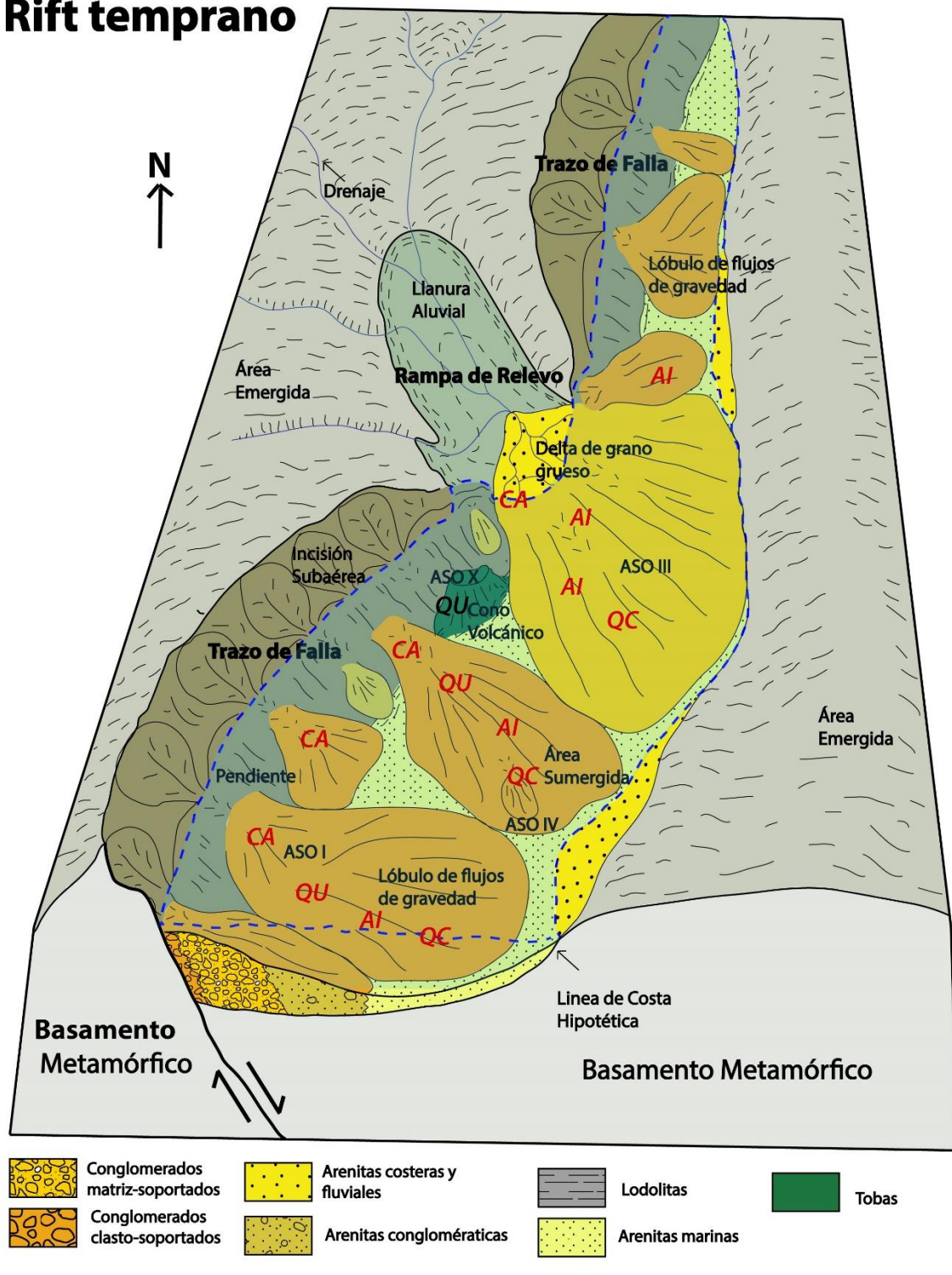


segmento 3, lo que explicaría la progradación de la parte superior en un arreglo predominantemente de un delta de grano grueso. El acoplamiento de fallas es identificado como una parte fundamental en el desarrollo de cuencas extensivas, que en caso de no presentarse da lugar a la finalización de la actividad de la falla y colmatación de cuencas de *rift* (Gawthorpe & Leeder, 2000; Withjack *et al.*, 2002; Leeder, 2011).

La actividad de la falla es registrada solamente durante el depósito de la Formación Los Indios y la Formación Corual donde hay múltiples evidencias de actividad extensiva. Esto dado que las rocas de la Formación Guatapurí y las rocas volcánicas jurásicas tienen buzamientos de bajo ángulo, y suprayacen a la Formación Los Indios y Corual que pueden tener altas inclinaciones o replegamientos; que solo ocurren por debajo de la discordancia que separa estos grupos de unidades. Lo anterior, requiere un cambio en el régimen tectónico acompañado de levantamiento y exhumación (Collier & Dart, 1991; Prosser, 1993; Rohais *et al.*, 2007; Henstra *et al.*, 2016b). Sin embargo, para el depósito de la Formación Corual numerosas fallas en arreglos de semigraben deben ocurrir en un cinturón NE-SW con un gran volumen de volcanismo. Aquí considerado inicialmente como fisural con eventual emplazamiento de cuerpos hipoabisales y conos volcánicos (Planke *et al.*, 2000; Mack *et al.*, 2006; Asvesta & Dimitriadis, 2010; Leeder, 2011), y luego como flujos volcanoclásticos submarinos.

Por otro lado, la relación entre el depósito de la Formación Los Indios con el sistema de Falla de Santa Marta no era bien entendida. Pero la necesidad de un relieve topográfico emergido que permita el ingreso del mar es necesario para la ocurrencia de las rocas de la Formación Los Indios. En adición con lo propuesto por Kammer & Sánchez (2006) y van der Lelij *et al.* (2015), respecto a la formación de semigraben durante el Triásico-Jurásico donde la actividad de la Falla de Bucaramanga controla en cierta medida la geometría del margen continental; y así mismo la sedimentación en cuencas extensivas y el emplazamiento de batolitos. Por consiguiente, se extrapola esto al Sistema de Fallas de Santa Marta, y se presume que esta paleo-falla condiciona la generación de cuencas en semigraben con relleno sedimentario. Explicando así, la distribución de parches muy poco extensos de la unidad (Tschanz *et al.*, 1969), en segmentos cercanos al trazo de la falla, adicionales a los de la localidad principal al Norte del Río Ariguaní. Mientras, que en las partes más alejadas del macizo la sedimentación comienza directamente con las rocas de la Formación Corual, en ausencia de un desnivel previa- o simultáneamente establecido que controle el depósito. De hecho, la Formación Los Indios se limita al costado norte de la Falla de Santa Marta.

## Rift temprano



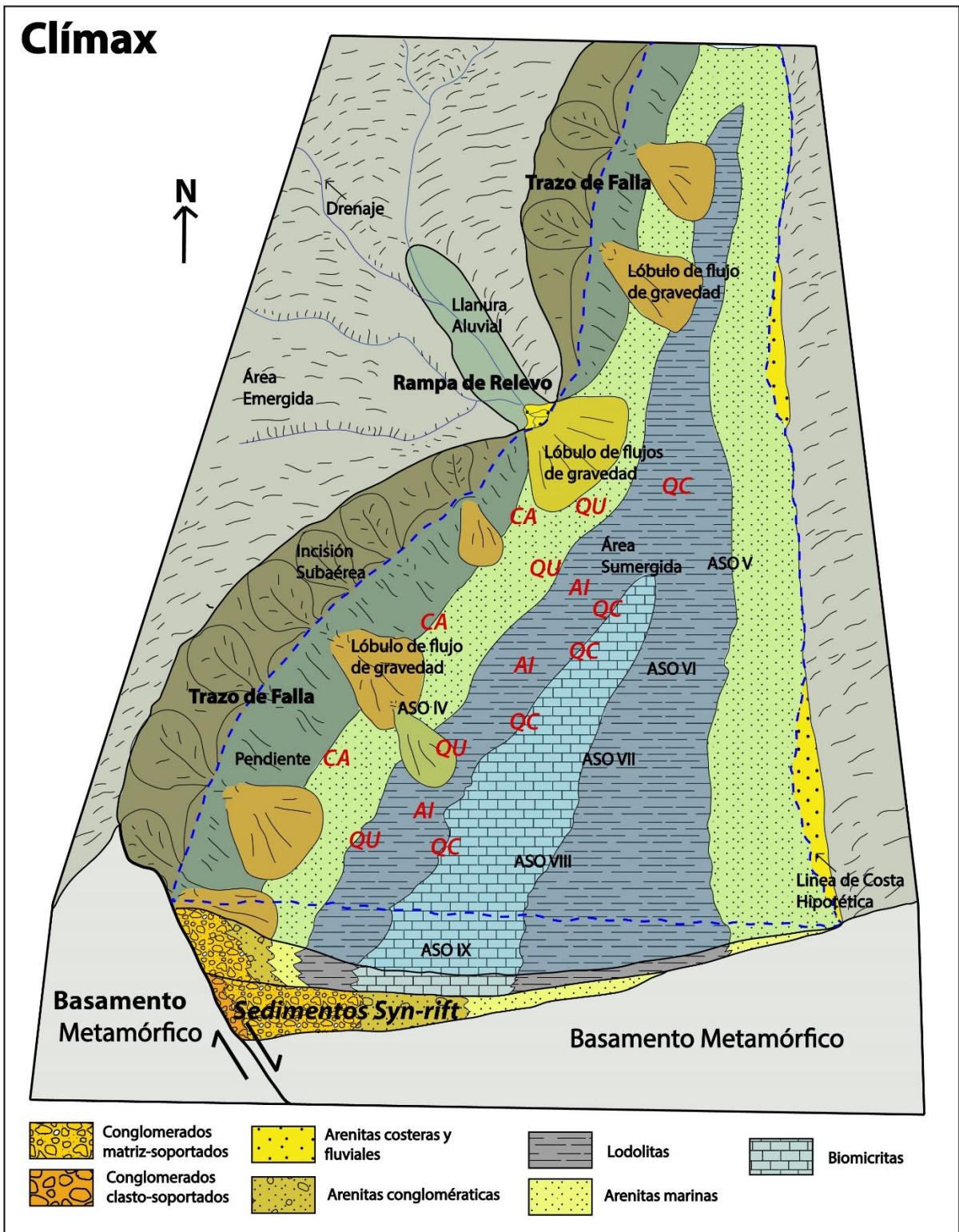


Figura 30. Bloquediagrama esquemático del modelo de depósito y geometría de la cuenca para la Formación Los Indios, con sus respectivas asociaciones de litofacies durante el depósito del segmento 2 (Clímax), con la ubicación esquemática de la secciones: CA, Cerro del Águila, QU, Quebrada la Unión; AI, Arroyo Los Indios; QC, Quebrada Chiquinquirá. Basado en Henstra *et al.* (2016a), Gawthorpe & Leeder (2000) y Ravnas & Steel (1998). Nota: no están involucradas ni la escala vertical, ni horizontal; la representación gráfica de las distancias es únicamente de carácter ilustrativo y no guardan relación entre ellas.



## Rift tardío

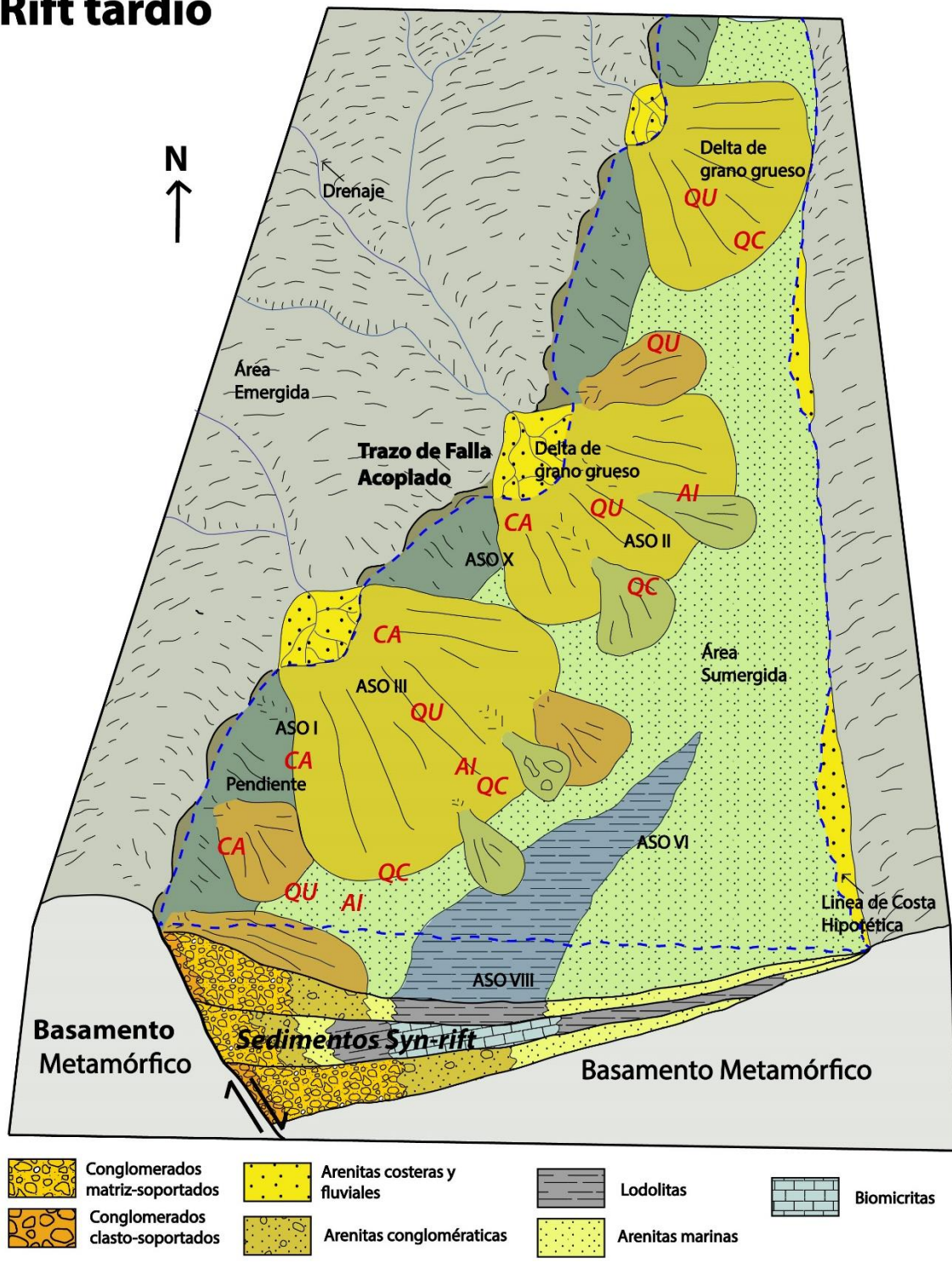


Figura 31. Bloquediagrama esquemático del modelo de depósito y geometría de la cuenca para la Formación Los Indios, con sus respectivas asociaciones de litofacies durante el depósito del segmento 3 (Rift tardío), con la ubicación esquemática de la secciones: CA, Cerro del Águila, QU, Quebrada la Unión; AI, Arroyo Los Indios; QC, Quebrada Chiquinquirá. Basado en Henstra *et al.* (2016a), Gawthorpe & Leeder (2000) y Ravnas & Steel (1998). Nota: no están involucradas ni la escala vertical, ni horizontal; la representación gráfica de las distancias es únicamente de carácter ilustrativo y no guardan relación entre ellas.

La arquitectura facial de la Formación Los Indios se atribuye a cuenca *syn-rift* balanceada en sedimentos en una sucesión *threefold* (Prosser, 1993; Ravnas & Steel, 1998) o tripartita (Barrell, 1912). Se identificaron las diferentes fases típicas dentro de la evolución de una cuenca de este estilo, de manera tal que la Formación Los Indios refleja la arquitectura de depósito de las cuencas de *rift* del Mar del Norte, con su respectiva sucesión *threefold* (Prosser, 1993); además, en este caso, la cuenca es volcánicamente activa. Por consiguiente, los sedimentos retrogradacionales gruesogranulares producto de la elevada subsidencia en el ***Rift temprano***, que correspondería al segmento 1 de la unidad (Fig. 29). Luego, los sedimentos predominantemente finogranulares, con esporádicas incursiones de flujos de gravedad de lóbulos provenientes de los bordes de la cuenca; en donde la elevada subsidencia sobrepasa el aporte de sedimentos y genera las facies más profundas en la cuenca de *rift*. Esta etapa correspondería con el ***Clímax***, momento con la mayor tasa de actividad de las fallas, comparable con el segmento 2 de la unidad (Fig. 30).

Una etapa en la que ocurre un cambio entre retrogradación a progradación, donde predominan depósitos gruesogranulares granocrecientes con intenso retrabajamiento de las facies previas en la parte inferior del segmento 3. Sedimentación caracterizada por una disminución de la actividad tectónica, donde la subsidencia decrece y el aporte de sedimentos relativo aumenta; dando lugar a una progradación con desarrollo de deltas de grano grueso (fan delta o delta tipo cónico), e inclusive pueden establecerse ambientes fluviales en las partes más proximales en el denominado ***Rift tardío*** (Fig. 31) (Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1997; Ravnas & Steel, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Lewis *et al.*, 2015).

Los depósitos de la última fase de un *rift* ideal correspondientes al ***Post-rift*** no se han identificado, los que involucran depósitos fluviales ampliamente distribuidos en la cuenca debido a la colmatación de la misma (Prosser, 1993; Ravnas *et al.*, 1998). En su lugar, una ligera retrogradación en ambientes similares a los encontrados en el clímax ocurre en la parte superior del segmento 3. Estas rocas son suprayacidas por las rocas volcánicas de la Formación Corual, que son productos de una reactivación del *rifting*; lo que explica la reaparición del volcanismo, donde su parte basal involucra los aglomerados basales con abundantes epiclastos hasta tamaño canto. Esta reactivación es más intensa a nivel cortical, y requiere un mayor adelgazamiento de la corteza con ascenso de la astenósfera generando grandes volúmenes de rocas volcánicas y volcanoclásticas (Planke *et al.*, 2000; Stern, 2002; Asvesta & Dimitriadis, 2010). Por lo tanto, una primera fase de *rifting* controla la sedimentación de la Formación Los Indios, y una segunda fase a la Formación Corual en lo que se denomina un *rift* multifase (Ravnas *et al.*, 2000; Leeder, 2011; Henstra *et al.*, 2016b); pero sin la generación de corteza oceánica en este sector.



Es necesario señalar que el aporte de sedimentos primordialmente viene del *footwall*, que se caracteriza por paleocorrientes hacia el SE y en menor medida SW; y de acuerdo con el ambiente de depósito (ambientes con influencia deltaica), la misma dispersión y aparentes cambios en la dirección de paleocorrientes corresponde al mecanismo de sedimentación de los flujos de gravedad, a la migración de los lóbulos de los fan deltas, o inclusive al desarrollo de *backsets* (Postma 1984a). Desafortunadamente, la parte oriental de la unidad es cubierta discordantemente por la Formación Guatapurí, de forma que solo se preserva o se observa en superficie una parte de la cuenca, el costado cercano al *footwall*. Pero se interpreta que la cuenca está delimitada por áreas emergidas a escala más regional (decenas de kilómetros) considerando la fuerte evidencia que sugiere levantamiento regional y erosión durante la amalgamación de Pangea y su posterior colapso (Laya & Tucker, 2012; Spikings *et al.*, 2015; Piraquive *et al.*, 2016). Esto es coherente con las discordancias regionales durante el Pérmico tardío al Triásico temprano, y el inicio de la sedimentación durante el Triásico medio (Mojica *et al.*, 1996; Kammer & Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Reitsma, 2012; Spikings *et al.*, 2016) en cuencas extensivas de semigraben similares a la de la Formación Los Indios.

Finalmente, análogos cenozoicos de cuencas de *rift* en un ambiente marino somero, similares a la propuesta para la Formación Los Indios, incluyen al *Rift* del Golfo de Corinto y al *Rift* del Golfo de Suez. Las fases iniciales de estos *rift* involucran depósitos costeros y marinos de plataforma interdigitados con depósitos de fan delta tipo *shoal-water* (equivalente a delta tipo cónico) (Collier & Dart, 1991; Ravnas & Steel, 1998; Rohais *et al.*, 2007; Lewis *et al.*, 2015), con profundidades de 30-300m. Posteriormente, la continuación extensión y fallamiento normal permite el desarrollo el desarrollo de sistemas de depósito de aguas más profundas (>500m), con sedimentación dominada por deltas tipo Gilbert (Ori, 1989; Collier & Dart, 1991; Rohais *et al.*, 2007; Gobo *et al.*, 2014a) y abanicos submarinos (Leeder & Gawthorpe, 1987; Gawthorpe & Leeder, 2000; Younes & McClay, 2002). Por último, las cuencas de *rift* finalizan con la generación de corteza oceánica (caso *Rift* del Golfo de Suez), y la preservación de las rocas sedimentarias *syn-rift* en los márgenes pasivos (Khalil & McClay, 2001). No obstante, estas cuencas de *rift* en general pueden generar sistemas extensivos aislados por altos topográficos, sistemas que no tienen conectividad directa con la corteza transicional y oceánica, así como con el talud continental y el rompiente de la plataforma continental.

## **7.2 Relaciones estratigráficas y limitaciones sobre la edad**

De manera resumida, la Formación Los Indios corresponde a la unidad mesozoica estratificada más antigua aflorante en la SNSM descansando sobre la Granulita de Los Mangos (Fig. 32). La relación entre la Formación Corual y la Formación Los Indios era desconocida, pero como resultado de esta

investigación se demostró que la Formación Corual suprayace concordantemente sobre la Formación Los Indios en la Quebrada Chiquinquirá. No obstante, la parte aflorante en dicha sección corresponde a los niveles más basales de la unidad que descansan sobre el basamento metamórfico en las 4 localidades estudiadas. Igualmente, se caracteriza a la Formación Los Indios como mayormente sedimentaria marina, aunque algunas tobas y basaltos se intercalan en su parte basal, y hacia su tope; no obstante, el porcentaje de partículas sedimentarias es muy predominante. En contraste, ninguna roca totalmente sedimentaria fue encontrada en la Formación Corual; unidad que en su conjunto está compuesta de rocas volcánicas y volcanoclásticas submarinas. El contacto entre estas dos unidades en la sección Quebrada Chiquinquirá está marcado por las tobas félsicas vítreas y tobas líticas máficas de la Formación Corual, que suprayacen las lodolitas laminadas fosilíferas grises y arenitas con estratificación cruzada de la Formación Los Indios. Finalmente, se deduce que estas unidades no son equivalentes lateralmente ni parcial, ni completamente; más bien ambas corresponden a dos fases de *rifting* en un *rift* multifase a mayor escala (Ravnas *et al.*, 2000).

Las dos unidades son cubiertas discordantemente por la Formación Guatapurí; esta unidad está compuesta de tobas de ceniza, conglomerados tobáceos, aglomerados y rocas volcánicas, que a diferencia de aquellas en las formaciones Los Indios y Corual son de composición intermedia. Es decir, las rocas volcánicas en la Formación Guatapurí son andesitas y latitas, mientras en las formaciones Los Indios y Corual son basaltos y dacitas; esto en conjunto con las relaciones de campo y el distintivo color rojo y rojo-violáceo de la Formación Guatapurí sirve de excelente límite cartográfico, congruentemente con las definiciones de estas unidades según Tschanz *et al.* (1969).

Por otro lado, la edad de la Formación Los Indios ha sido definida mediante el uso de conchostrácodos y relaciones estratigráficas. Las edades varían del Pérmico tardío al Jurásico temprano, aunque ciertos puntos deben ser tenidos en cuenta. Primero, los fósiles identificados por Renz (en Trumphy, 1943) son Carniano-Noriano, aunque se postuló la posibilidad del Triásico más tardío y Jurásico temprano basado en similitudes litológicas y posición estratigráfica equivalente con otras unidades en los Andes del Norte. De la misma forma, una edad del Triásico tardío (en este caso Carniano y a la parte inferior del Noriano) fue también propuesta por Geyer (1973), pero de nuevo se trata de involucrar el Jurásico temprano con los mismos argumentos. Es destacable, que las clasificaciones taxonómicas de Trumphy (1943) y Geyer (1973) difieren de la nomenclatura vigente; pero las especies y las biozonas pueden ser comparadas con las presentadas en Kozur & Weems (2007, 2010) y Weems & Lucas (2015) (p.e. *Howellisaura ovata* BOCK). No obstante, la redefinición de las edades de las formaciones Bocas, La Quinta, “Girón” y Morrocoyal, tornaron

incoherentes dichas correlaciones desde el punto de vista cronoestratigráfico (Mojica & Dorado, 1987; Tasch, 1987; Horton *et al.*, 2010; van der Lelij *et al.*, 2015).

Por otra parte, Tschanz *et al.* (1969, 1974) proponen una edad el Pérmico tardío- Triásico temprano, que según estos trabajos utilizando tanto fósiles, como relaciones estratigráficas y dataciones de unidades litoestratigráficas en la SNSM corresponden a un intervalo de 240-210 Ma. Sin embargo, este intervalo actualmente corresponde al Ladiniano, Carniano y Noriano (Triásico medio y tardío); de esto se dilucida que esta aparente divergencia en las edades realmente obedece a cambios en la tabla cronoestratigráfica internacional. Consecuentemente con las edades de todos estos trabajos, la edad correcta de la Formación Los Indios es del Carniano-Noriano (parte inferior) y posiblemente algo del Ladiniano. Esta edad si es coherente con los fósiles identificados en la unidad (conchostrácodos), y las relaciones con las demás unidades en el macizo. La Formación Los Indios es correlacionada con las formaciones Montebel y Tinacoa, en donde se han reportado conchostrácodos (Trumpy, 1943; Bock, 1953; Geyer, 1973; Odreman & Benedetto, 1977; Mojica, 1980; Mojica & Dorado, 1987; Tasch, 1987; Mojica *et al.*, 1996), de la división Tuvalliano del Carniano (Olempska, 2004; Kozur & Weems, 2007, 2010); y con la Formación Payandé del Carniano-Noriano (Trumpy, 1943; Hubach, 1957; Cediel *et al.*, 1980; Mojica, 1980; Mojica & Dorado, 1987).

Por el contrario, la edad de la Formación Corual requiere considerar también que las edades U-Pb en circón de los cinturones de batolitos tienen una distribución entre 202-180 Ma (INVEMAR, 2009), edades similares a las de la Ignimbrita de Los Clavos (K-Ar, U-Pb) (Tschanz *et al.*, 1974; INVEMAR, 2009) y la Formación Guatapurí (K-Ar) (Tschanz *et al.*, 1974; Bayona *et al.*, 2010); quienes coherentemente concluyen que los batolitos, y estas últimas dos unidades son coetáneas producto de un mismo evento tectónico. De esto se ubica un límite superior de la Formación Corual de 202 Ma (Retiano tardío), dado que esta unidad es suprayacida por la Formación Guatapurí y la Ignimbrita de Los Clavos, e intruida por las rocas de los cinturones de batolitos; e igualmente, un límite inferior que involucra la parte inferior del Noriano, al suprayacer a la Formación Los Indios. Finalmente, considerando estos límites, lo discutido por Tschanz *et al.* (1974), y la discordancia que separa las formaciones Corual y Guatapurí se propone una edad de la Formación Corual de la parte (media)-superior del Noriano y la parte inferior del Retiano (Fig. 32).

### ***7.3 Ambiente tectónico e implicaciones regionales***

Reitsma (2012) expresa que para lograr distinguir entre *rifting* continental intraplaca y *back-arc* es necesario considerar el arreglo tectónico a escala regional; y en especial, la existencia o no de un

arco volcánico. Adicionalmente, se requiere diferenciar entre *rifting* continental que posteriormente involucra la generación de corteza oceánica, y el *rifting* que culmina previo a la separación definitiva de bloques continentales. En este orden de ideas, se puede firmemente argumentar que al suprayacer las formaciones Los Indios y Corual al basamento metamórfico, las cuencas de *rift* donde se depositaron estas unidades fueron emplazadas en la corteza continental.

Ma	Periodo	Época	Sedimentación y Volcanismo	Intrusiones	Metamorfismo	Eventos
130	<b>Cretácico</b>	Temprano	Grupo Cogollo y Cretácico del Río Cañas			Sedimentación Marina de Plataforma
145						
163	<b>Jurásico</b>	Tardío			Esquistos de San Lorenzo	Metamorfismo de los Esquistos de San Lorenzo, pérdida del registro del Arco volcánico
174		Medio	Riolita de Golero	Plutones del Santuario, Nueva Lucha y Millo		Atenuación del Arco Volcánico, y generación de cuencas de Fore-arc
		Temprano	Riodacita de Los Tábanos			
			Ignimbritas de la Caja de Ahorros, La Piña y La Palla	Cinturones Central y Sur de Batolitos		Reactivación del Arco Volcánico en la SNSM, y generación de cuencas de Back-arc
	<b>Triásico</b>	Tardío	Ignimbrita de los Clavos			
201			Formación Guatapuri			Separación de Pangea, creación de corteza oceánica y emplazamiento del CAMP
			Formación Corual		Migmatitas (en las Milonitas) de La Secreta	Rift inicial de la Separación de Pangea. Cuencas sedimentarias de Rift, y Migmatización en un arreglo tipo Back-arc
235			Formación Los Indios			
	<b>Pérmico</b>	Medio				
247		Temprano			Milonitas de La Secreta y Esquistos de Gaira	Colisión y Ensamble de Pangea. Metamorfismo en el Cinturón de Sevilla
252		Lopingiano		Ortoagneis del Encanto		Arco volcánico en la Periferia de Gondwana
		Guadalupiano				
270						

**Figura 32. Evolución geológica y eventos tectónicos en la SNSM desde el Pérmico tardío hasta el Cretácico temprano. Basado en Tschanz *et al.*, 1969, 1974; Colmenares *et al.*, 2007; INVEMAR, 2009; Cardona *et al.*, 2010a y Piraquive *et al.*, 2016.**

En adición a esto, firmas geoquímicas de arco volcánico han sido reportadas para las rocas plutónicas y volcánicas del Jurásico en la SNSM (Quandt, 2013), y se interpretan como producto de la diferenciación de un solo magma. En contraste, similar a lo reportado por Reitsma (2012) en el Grupo Mitú, las rocas de las formaciones Los Indios y Corual corresponden a la evolución de dos magmas, y no como producto de un solo magma; dicha característica se agrupa bajo el termino volcanismo bimodal (Reitsma, 2012; Spikings *et al.*, 2016), típico de un *rifting* continental. Por otra parte, aunque los patrones de tierras raras y elementos trazas muestran en las rocas del Triásico y Jurásico firmas geoquímicas relacionadas a un arco volcánico; las rocas de las formaciones Los Indios y Corual no tiene equivalentes plutónicos en la SNSM que representen como tal el arco

volcánico, sino solamente aquellas equivalentes a volcanismo de *rifting* continental. Mientras que, las rocas del Jurásico de la SNSM son interpretables como arco volcánico y *back-arc* (INVEMAR, 2009; Quandt, 2013).

Regionalmente, se plantea que en la periferia de Gondwana durante el Triásico se dio lugar a un arreglo tectónico extensivo, con formación de grabenes rellenos de secuencias sedimentarias *syn-rift* (Rosas *et al.*, 2007; Reitsma, 2012; Boekhout *et al.*, 2013; Riel *et al.*, 2013, 2014; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015, 2016). Cuyas rocas sedimentarias interestratificadas con rocas volcánicas ácidas y rocas básicas alcalinas se dilucidan como la fase inicial (Ravnas *et al.*, 2000), del *rifting* previo a la separación de los terrenos mexicanos del margen occidental de Pangea (Spikings *et al.*, 2015, 2016). Asimismo, las rocas volcánicas del Triásico medio y tardío del NW de Gondwana (actual norte de los Andes y Centroamérica) han sido interpretadas como pertenecientes a volcanismo de tipo *back-arc* (Irving, 1975; Correa-Martínez, 2007; Restrepo, 2008; Helbig *et al.*, 2012; Cochrane *et al.*, 2014; Bartok *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2015, 2016).

Similarmente, en el denominado Bloque Maya que se propone como margen conjugado respecto al noroccidente de Gondwana (Pindell, 1985; Noble *et al.*, 1997; Ruiz *et al.*, 1999; Cocks & Torsvik, 2002, 2006; Pindell *et al.*, 2005; Keppie *et al.*, 2006; Weber *et al.*, 2007; Pindell & Kennan, 2009; Restrepo-Pace & Cedié, 2010; Cochrane *et al.*, 2014; Martens *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015, 2016); existe evidencia sólida de un arco volcánico de la misma edad, en lo que correspondería a la periferia del margen occidental de Pangea (Torres *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2006; Solari *et al.*, 2011; Helbig *et al.*, 2012). Por lo tanto, se interpreta las rocas de las formaciones Los Indios y Corual como producto del *rifting back-arc*, donde el arco volcánico se ubica en el Bloque Maya (Torres *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2006; Weber *et al.*, 2007; Helbig *et al.*, 2012; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015, 2016) (Fig. 33 y 34).

En conjunto, las secuencias sedimentarias y volcánicas del Triásico tardío al norte de los Andes: en la SNSM, la Serranía del Perijá, el Valle Superior del Magdalena, la Cordillera Real, y en los Andes Peruanos (Tschanz *et al.*, 1974; Benedetto & Odreman, 1977; Aspden & Litherland, 1992; Mojica & Kammer, 1995; Mojica *et al.*, 1996; Reitsma, 2012; Spikings *et al.*, 2016); presentan intercalaciones de rocas volcánicas calcoalcalinas y alcalinas de tendencia bimodal, y firmas geoquímicas asociadas a *rifting* continental *back-arc*. Estas secuencias son coetáneas con rocas ultramáficas tipo MORB-N, pertenecientes a las ofiolitas de Zumba (Aspden & Litherland, 1992) y de Aburrá (Correa-Martínez, 2007; Spikings *et al.*, 2015); estrechamente ligadas a la generación de corteza oceánica (dorsal oceánica) en un ambiente influenciado por subducción (Correa-Martínez, 2007; Restrepo, 2008; Giraldo *et al.*, 2010). Consecuentemente, el depósito de estas rocas



sedimentarias marinas y secuencias volcánicas, conexas a ofiolitas tipo MORB-N e influencia de un arco volcánico; evidencia la evolución de un *rifting back-arc* a un margen pasivo con creación de corteza oceánica, en un escenario tectónico de suprasubducción, donde el arco se separa completamente del margen continental (Spikings *et al.*, 2015, 2016).

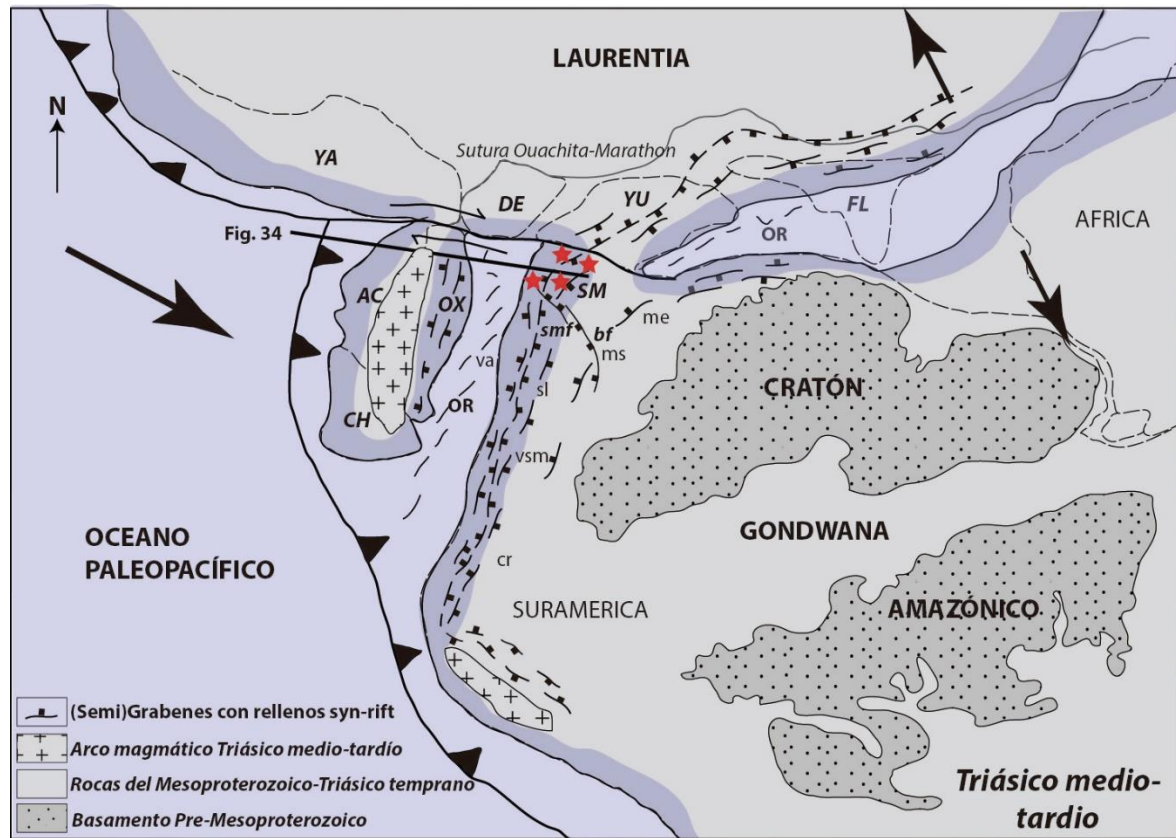
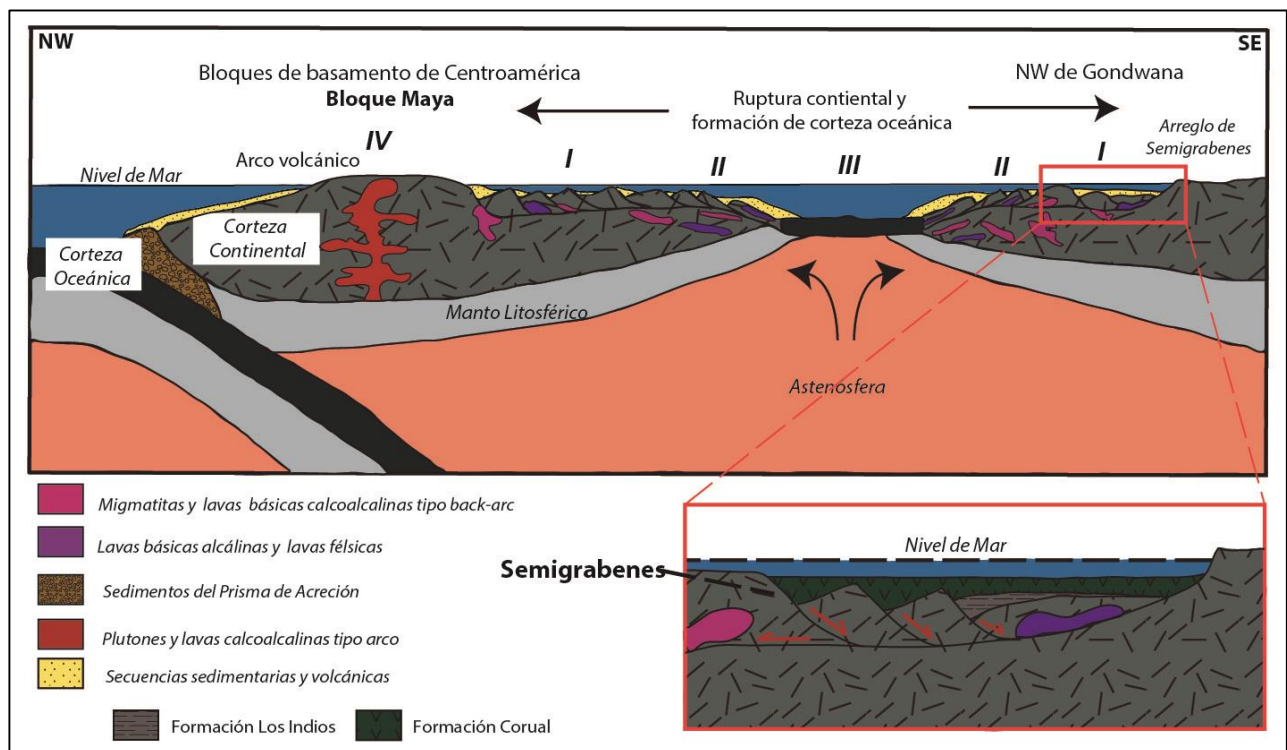


Figura 33. Mapa paleogeográfico esquemático con la configuración tectónica para el noroccidente del Gondwana durante el Triásico medio y tardío. Modificado de Cochrane *et al.*, 2014; Weber *et al.*, 2007; Bartok, 1993; Spikings *et al.*, 2016; van de Lelij *et al.*, 2015; Pindell, 1985. Se destaca la subducción activa en el margen occidental de Gondwana y Laurentia, pero al mismo tiempo *rifting* continental y creación de corteza oceánica entre Gondwana y Laurentia. Acompañado de la generación de cuencas *syn-rift* en arreglos de (semi-)graben. Igualmente, se destaca la separación de los terrenos mexicanos (AC, OX, CH) de la periferia de Gondwana. Terrenos y bloques: AC, Acatlán; CH, Chortis; DE, Delicias; FL, Florida; OX, Oaxaquia; SM, Santa Marta y Perijá (*área de estudio*); YA, Yaqui; YU, Yucatán. OR, Dorsales Oceánicas; en blanco se destaca la corteza oceánica y corteza transicional; en gris la corteza continental; línea negra continua, inicio del talud continental; sombra azul, parte sumergida bajo el nivel del mar; flechas negras, dirección de movimiento relativos de las placas tectónicas. Siglas cr, Cordillera Real; me, Andes de Mérida; ms, Macizo de Santander; sl, Serranía de San Lucas; va, Valle de Aburrá; vsm, Valle Superior del Magdalena. *smf*, Falla de Santa Marta; *bf*, Falla de Bucaramanga. Adicionalmente, se representa la ubicación del corte de la figura 34. Las estrellas rojas representan las localidades estudiadas de las formaciones Los Indios y Corual.

Así, las formaciones Los Indios y Corual, al igual que las rocas de las formaciones Tinacoa y Macoita (Benedetto & Odreman, 1977; Tasch, 1987), Formación Payandé y Miembro Prado de la Formación Saldaña (Mojica, 1980; Mojica & Kammer, 1995; Mojica *et al.*, 1996; Spikings *et al.*, 2016), formaciones Isimanchi y Piuntza (Aspden & Litherland, 1992; Litherland *et al.*, 1994), y el Grupo Mitú (Rosas *et al.*, 2007; Reitsma, 2012) son descritas como secuencias (vulcano-) sedimentarias

tipo *back-arc* que descansan sobre corteza continental. No obstante, este margen pasivo involucra altos de basamento, que aíslan algunas de las cuencas de *rift* continental de la corteza transicional, y del talud continental. Así, en la SNSM se puede postular un cinturón de cuencas de *rift* en la parte interna confinado por el basamento metamórfico, que incluye los depósitos de las formaciones Los Indios y Corual. En contraste, en la parte más externa se ha planteado depósitos de ambientes extensivos en corteza continental y transicional de la misma edad (Piraquive *et al.*, 2016), con rocas volcánicas tipo MORB asociadas a *rifting back-arc* (Cardona *et al.*, 2010b). Considerando, además las rocas de la Ofiolita de Aburra se proponen cuatro arreglos tectónicos: (I) el más interno de cuencas semi-aisladas de *rift* en la corteza continental, (II) un arreglo de cuencas de *rift* en corteza transicional con conectividad directa al talud continental, (III) un arreglo de rocas de corteza oceánica con influencia de subducción, y (IV) un último arreglo de rocas del arco volcánico en los terrenos mexicanos. Estos cuatro arreglos tectónicos ejemplifican un escenario de suprasubducción *back-arc*, producto de la separación de los terrenos mexicanos del margen occidental de Pangea (Fig. 34).



**Figura 34.** Corte esquemático de la configuración tectónica durante el Triásico tardío desde la parte Noroccidental de Gondwana y el Bloque Maya de Centroamérica modificado de Spikings *et al.* (2016). Formación de una extensa cuenca de *back-arc* producto de la suprasubducción al occidente del Bloque Maya, donde se forma el arco volcánico. Posteriormente, se da la creación de corteza oceánica en la parte más superior del Triásico tardío. El arreglo de semigraben genera espacios de acomodación que son rellenos por secuencias volcánicas y sedimentarias *syn-rift*. Adicionalmente, se destaca la generación de lavas alcalinas y volcanismo bimodal, acompañadas de migmatitas. El recuadro rojo muestra la ubicación interpretada para las formaciones Los Indios y Corual. Arreglos tectónicos: I,

**cuencas de *rift* semi-aisladas en la corteza continental; II, cuencas de *rift* en corteza transicional con conectividad directa al talud; III, corteza oceánica relacionada a subducción; IV, arco volcánico.**

Posteriormente, ocurre una reaparición del arco volcánico en el noroccidente de Gondwana que intruye y ocupa la misma posición estructural de las cuencas de *rift back-arc* del Triásico. Los registros del inicio de este nuevo arco datan alrededor de 209 Ma en el Macizo de Santander (van der Lelij *et al.*, 2015), 196 Ma en la SNSM (Tschanz *et al.*, 1974; INVEMAR, 2009; Quandt, 2013) y 210 Ma en el Valle Superior del Magdalena (Sillitoe *et al.*, 1982; Bustamante *et al.*, 2006, 2016); arco que es también acompañado de secuencias de *back-arc* (Tschanz *et al.*, 1974; Maze, 1984; Mojica & Dorado, 1987; Bayona *et al.*, 1994; Cediel *et al.*, 2003; Bayona *et al.*, 2006, 2010), pero sin generación de corteza oceánica. Por lo tanto, se dividen dos escenarios tectónicos uno para el Triásico de suprasubducción, y otro de arco volcánico en el Jurásico en el noroccidente de Gondwana. (Fig. 35) No obstante, dichos escenarios son diacrónicos, y la relación con las rocas plutónicas del arco sirve para diferenciar ambos escenarios temporal y espacialmente.

Concluyendo, las formaciones Los Indios y Corual marcan el cambio del final del ensamble de Pangea durante el Pérmico tardío- Triásico temprano en la esquina NW de Gondwana (Pindell, 1985; Vinasco *et al.*, 2006; Cardona *et al.*, 2010a; Villagómez *et al.*, 2011a; Laya & Tucker, 2012; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015; van der Lelij *et al.*, 2015), a un *rifting* multifase producto de la separación de los terrenos mexicanos del noroccidente de Gondwana (margen occidental de Pangea), durante el Triásico medio-tardío en un arreglo tectónico de suprasubducción *back-arc* (Pindell, 1985; Jaillard *et al.*, 1990; Aspden *et al.*, 1992; Pindell & Erikson, 1994; Dickinson & Lawton, 2001; Weber *et al.*, 2007; Pindell & Kennan, 2009; Helbig *et al.*, 2012; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2016). Cuyo arco volcánico se presume se preserva en el Bloque Maya (Terreno Oaxaquia) (Spikings *et al.*, 2015, 2016) (Fig. 34).

Este *rift* multifase está dividido en dos etapas, una primera etapa representada por una incursión marina o sedimentos fluvio-lacustres en bloques aislados; y una segunda etapa, caracterizada por una gran producción de rocas volcánicas con una gran extensión a nivel regional (Mojica *et al.*, 1996; Kammer & Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006). Finalmente, el evento de *rift* fue consecuentemente seguido por una reactivación del arco magmático en el noroccidente de Gondwana durante el Jurásico (Tschanz *et al.*, 1969; Aspden *et al.*, 1987; Miskovic *et al.*, 2009; Bayona *et al.*, 2010; Leal-Mejía, 2011; Villagómez *et al.*, 2011a; Boekhout *et al.*, 2012; Quandt, 2013; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015; van der Lelij *et al.*, 2015) (Fig. 35).

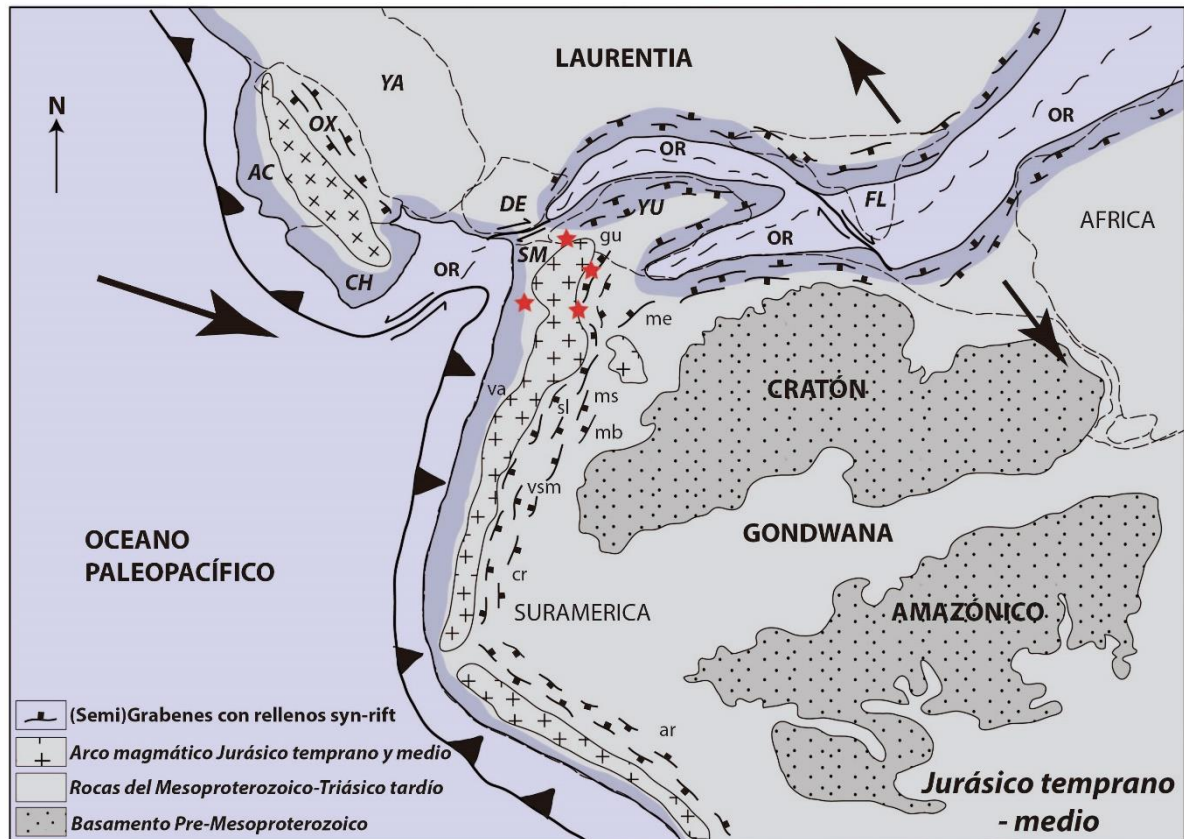


Figura 35. Mapa paleogeográfico esquemático con la configuración tectónica para el noroccidente del Gondwana durante el Jurásico temprano y medio. Modificado de van de Lelij *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2015, 2016; Pindell & Dewey, 1982; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2016; Bartok, 1993; Pindell & Erikson, 1994; Pindell *et al.*, 2005; Cochrane *et al.*, 2014; Pindell & Kennan, 2009; Weber *et al.*, 2007; Bartok *et al.*, 2015. Se destaca la subducción activa en el Margen Occidental de Gondwana y Laurentia (especialmente, la reactivación de arco magmático en la parte noroccidental de Gondwana). Acompañado de un aumento del *rifting* continental y creación de corteza oceánica entre Gondwana y Laurentia; asimismo, la generación de cuencas *syn-rift* en arreglos de (semi-)grabenos. Igualmente, se destaca la separación del Bloque Yucatán de la periferia de Laurentia. Terrenos y bloques: AC, Acatlán; CH, Chortis; DE, Delicias; FL, Florida; OX, Oaxaquia; SM, Santa Marta y Perijá (*área de estudio*); YA, Yaqui; YU, Yucatán. OR. Dorsales Oceánicas; en blanco se destaca la corteza oceánica y corteza transicional; en gris la corteza continental; línea negra continua, inicio del talud continental; sombra azul, parte sumergida bajo el nivel del mar; flechas negras, dirección de movimiento relativos de las placas tectónicas. Siglas ar: Arequipa; cr: Cordillera Real; gu, Alta Guajira; mb, Macizo de Floresta; me: Andes de Mérida; ms: Macizo de Santander; sl: Serranía de San Lucas; va, Valle de Aburrá; vsm; Valle Superior del Magdalena. Las estrellas rojas representan las localidades estudiadas de las formaciones Los Indios y Corual.

## 8. Conclusiones

Las litofacies y asociaciones de litofacies descritas en la Formación Los Indios responden a dos procesos de sedimentación subacuática con posible exposición subaérea limitada. El primer proceso comprende los depósitos en un ambiente marino somero de plataforma mixta (siliciclástica-calcárea) influenciado por el oleaje diario y de tormentas. El segundo comprende el depósito de sedimentos por flujos de gravedad, incluyendo tanto flujos de derrubios no cohesivos, como flujos de gravedad turbulentos. Dentro del cual se incluyen también flujos de derrubios, flujos piroclásticos y flujos de lava de rocas volcanoclásticas también presentes en la unidad. Pero, donde existe interdigitaciones entre depósitos de plataforma y depósitos de flujos de gravedad.

El primer segmento de la Formación Los Indios es interpretado como depósitos de un fan delta o delta cónico, que se interdigita con depósitos del *shoreface* con un patrón de apilamiento retrogradacional. El segmento 2, es interpretado como depósitos marinos de plataforma del *shoreface* inferior y *offshore* con depósitos de carbonatos. No obstante, lóbulos de flujos de gravedad han sido identificados como esporádicas incursiones en este segmento, que es primordialmente agradacional y retrogradacional.

El tercer segmento de la Formación Los Indios se interpreta como depósitos de un delta de grano grueso, con las facies más proximales en la parte occidental y las más distales en la parte oriental. Dicho fan delta tiene un patrón de apilamiento progradacional, y retrabaja fuertemente las rocas del segmento 2. Adicionalmente, en la parte superior del segmento 3, suprayaciendo el delta nuevamente se establece depósitos marinos de plataforma.

La proveniencia de los sedimentos en la Formación Los Indios muestra tres comportamientos que involucran cambios en el área fuente. Un primer comportamiento, en la base de la unidad y en la parte más noroccidental con predominio de arcosas y líticos gneises del basamento levantado. Un segundo comportamiento en la parte media, que involucra un enriquecimiento en los líticos volcánicos y plagioclasas, con la simultánea disminución de feldespatos alcalinos y líticos de gneis; rocas similares a las provenientes de arcos magmáticos disectados. Finalmente, un tercer comportamiento en la parte superior de la unidad, con un predominio de líticos sedimentarios, volcánicos y plagioclasas; parecidos a aquellos característicos de arcos volcánicos transicionales y orógenos reciclados líticos.

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas estudiadas de las formaciones Los Indios y Corual pertenecen a la serie alcalina y calcoalcalina con composiciones bimodales predominantemente



ácida y básica. Se encuentra en estas unidades una tendencia al volcanismo bimodal que incluye basaltos alcalinos, y ausencia de rocas de composición intermedia.

Las firmas geoquímicas muestran una mezcla entre ambientes compresivos y extensivos, cuyos los patrones de elementos trazas y tierras raras exhiben firmas geotectónicas típicas de una zona de subducción en un margen continental activo. Consecuentemente, se deduce un *rifting* continental con ascenso de la astenósfera y un manto enriquecido en elementos incompatibles producto de subducción activa.

La cuenca de depósito para la Formación Los Indios corresponde a un semigraben submarino limitado por fallas normales al noroccidente, en trazos separados a través de rampas de relevo. Esta cuenca es balanceada en sedimentos, y la sedimentación clástica principalmente proviene del *footwall* en una arquitectura tipo *rift threefold* o tripartita. Se cree que los segmentos de las fallas normales se acoplaron durante el depósito del segmento 3. Adicionalmente, las tres primeras fases dentro del desarrollo de una cuenca de *rift* son observadas, como lo son *Rift* temprano, Clímax y *Rift* tardío; pero no la fase *Post-rift*.

Posteriormente, ocurre una segunda fase de *rifting* que involucra a la Formación Corual, y en conjunto con una primera fase que involucra a la Formación Los Indios, se denomina *rifting* multifase. Este segundo evento, requiere un mayor adelgazamiento a nivel cortical, con ascenso más intenso de la astenósfera, y producción de material volcánico y volcanoclástico en un cinturón de grabenes regionalmente más extenso. El emplazamiento y el depósito de las rocas volcánicas en la Formación Corual incluyen la mezcla de volcanismo fisural y creación de conos volcánicos, con depósitos de flujos de derrubios, flujos piroclásticos y flujos de lava de erupciones efusivas y explosivas subacuáticas.

Se presume que el sistema de Fallas de Santa Marta condiciona la generación de cuencas en semigraben con rellenos sedimentarios parcial o totalmente sumergidas. Generando así un desnivel que permite una incursión marina, para que se diera lugar al depósito de la Formación Los Indios, previo al de la Formación Corual en cercanías del sistema de este sistema de fallas.

La relación entre las formaciones Los Indios y Corual es concordante, de manera tal que estas no son equivalentes laterales, ni parcial, ni completamente. Ambas unidades pueden descansar inconformemente sobre la Granulita de Los Mangos, pero la Formación Corual suprayace la Formación Los Indios.

Las formaciones Los Indios y Corual marcan el cambio entre el final del ensamble al *rifting* inicial de la separación de los terrenos mexicanos de Pangea en la SNSM y Colombia. En un escenario tectónico de suprasubducción tipo *back-arc*, cuyo arco se presume se preserva en el Bloque Maya.

## 9. Bibliografía

ÁLVAREZ-GALÍNDEZ, M. J. (2013). Petrología, Geoquímica e Metalogenia dos Depósitos de ouro El Silencio e La Gran Colômbia, Distrito Mineiro Segovia-Remédios, Colômbia [MS thesis]: Brasília. Brazil, Universidade de Brasília.

ASPDEN, J. A., MCCOURT, W. J., & BROOK, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893-905.

ASPDEN, J. A., FORTEY, N., LITHERLAND, M., VITERI, F., & HARRISON, S. M. (1992). Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 123-132.

ASPDEN, J. A., & LITHERLAND, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204.

ASVESTA, A., & DIMITRIADIS, S. (2010). Facies architecture of a Triassic rift-related Silicic Volcano-Sedimentary succession in the Tethyan realm, Peonias subzone, Vardar (Axios) Zone, northern Greece; Regional implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(3), 245-269.

AYALA, R. C., BAYONA, G., CARDONA, A., OJEDA, C., MONTENEGRO, O. C., MONTES, C., & JARAMILLO, C. (2012). The paleogene synorogenic succession in the northwestern Maracaibo block: tracking intraplate uplifts and changes in sediment delivery systems. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 93-111.

BACKERT, N., FORD, M., & MALARTRE, F. (2010). Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth Rift, Greece. *Sedimentology*, 57(2), 543-586.

BARRELL, J. (1912). Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 23(1), 377-446.

BARTOK, P. (1993). Pre-breakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics*, 12(2), 441-459.

BARTOK, P., MEJÍA-HERNÁNDEZ, M. C., & ISMAEL, M. (2015). Paleogeographic constraints on Middle-to Late-Jurassic tectonic reconstruction of the Maya Block of southern Mexico and equivalent strata of northwestern South America.

BAYONA, G., GARCÍA, D. F., & MORA, G. (1994). La Formación Saldaña: producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco. *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena*.

BAYONA, G., RAPALINI, A., & COSTANZO-ALVAREZ, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. *Earth, planets and space*, 58(10), 1255-1272.

BAYONA, G., JIMÉNEZ, G., SILVA, C., CARDONA, A., MONTES, C., RONCANCIO, J., (2010). Paleomagnetic data uncovered from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: constrain for paleogeographic and paleotectonic evolution of the NW corner of the South America plate. *Journal of South American Earth Sciences: Special Volume Sierra Nevada de Santa Marta*.

BAYONA, G., MONTES, C., CARDONA, A., JARAMILLO, C., OJEDA, G., VALENCIA, V., & AYALA-CALVO, C. (2011). Intraplate subsidence and basin filling adjacent to an oceanic arc-continent collision: a case from the southern Caribbean-South America plate margin. *Basin Research*, 23(4), 403-422.

- BENEDETTO, G., ODRÉMAN, O., (1977). Nuevas evidencias paleontológicas en la Formación La Quinta, su edad y correlación con las unidades aflorantes en la Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia: Mem. V Cong. Geol. Ven., 1: 87-106.
- BLUCK, B. J. (2011). Structure of gravel beaches and their relationship to tidal range. *Sedimentology*, 58(4), 994-1006.
- BOCK, W. (1953). American triassic estherids. *Journal of Paleontology*, 62-76.
- BOEKHOUT, F., SPIKINGS, R., SEMPERE, T., CHIARADIA, M., ULIANOV, A., & SCHALTEGGER, U. (2012). Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. *Lithos*, 146, 48-64.
- BOEKHOUT, F., SEMPERE, T., SPIKINGS, R., & SCHALTEGGER, U. (2013). Late Paleozoic to Jurassic chronostratigraphy of coastal southern Peru: Temporal evolution of sedimentation along an active margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 179-200.
- BOGGS, S. JR, (2006). Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Fourth Edition, Pearson Prentice Hall, 102-110.
- BOURGEOIS, J., & LEITHOLD, E. L. (1984). Wave-worked conglomerates—depositional processes and criteria for recognition. *Canadian society of Petroleum Geologist, Memoir 10*, 331-349.
- BUSTAMANTE, C., CARDONA, A., BAYONA, G., MORA, A., VALENCIA, V., GEHRELS, G., & VERVOORT, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 93-109.
- BUSTAMANTE, C., ARCHANJO, C. J., CARDONA, A., & VERVOORT, J. D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Geological Society of America Bulletin*, 128(11-12), 1762-1779.
- CALLEGARO, S., RAPAILLE, C., MARZOLI, A., BERTRAND, H., CHIARADIA, M., REISBERG, L. & YOUNG, N. (2014). Enriched mantle source for the Central Atlantic magmatic province: new supporting evidence from southwestern Europe. *Lithos*, 188, 15-32.
- CAMPBELL, C. (1967). Lamina, lamina set, bed and bedset. *Sedimentology*, 8:7-26. Amsterdam.
- CARDONA, A., (2003). Correlações entre fragmentos do embasamento Pré-Mesozóico da terminação setentrional dos Andes Colombianos, com base em dados isotópicos e geocronológicos. Universidade de São Paulo. Tesis de Maestría.
- CARDONA, A., CORDANI, U. G., & MACDONALD, W. D. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 337-354.
- CARDONA, A., VALENCIA, V., GARZÓN, A., MONTES, C., OJEDA, G., RUIZ, J., & WEBER, M., (2010a). Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciences*.
- CARDONA, A., VALENCIA, V., BUSTAMANTE, C., GARCÍA-CASCO, A., OJEDA, G., RUIZ, J., & WEBER, M. (2010b). Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terranes to the South American continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 784-804.
- CARDONA, A., MONTES, C., AYALA, C., BUSTAMANTE, C., HOYOS, N., MONTENEGRO, O., & RINCÓN, D. (2012). From arc-continent collision to continuous convergence, clues from Paleogene conglomerates along the southern Caribbean–South America plate boundary. *Tectonophysics*, 580, 58-87.

- CEDIEL, F., MOJICA, J., & MACÍA, C. (1980). Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, 73-104.
- CEDIEL, F., SHAW, R.P., CÁCERES, C., (2003), Tectonic assembly of the northern Andean block, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J., eds., *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, 815-848.
- COCHRANE, R., SPIKINGS, R., GERDES, A., ULIANOV, A., MORA, A., VILLAGÓMEZ, D., & CHIARADIA, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190, 383-402.
- COCKS, L. R. M., & TORSVIK, T. H. (2002). Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society*, 159(6), 631-644.
- COCKS, L. R. M., & TORSVIK, T. H. (2006). European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 32, 83.
- COLELLA, A. (1988). Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, 16(11), 1031-1034.
- COLLIER, R. L., & DART, C. J. (1991). Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. *Journal of the Geological Society*, 148(6), 1049-1065.
- COLMENARES, F., MESA, A., RONCANCIO, J., ARCINIEGAS, E., PEDRAZA, P., ROMERA, A., SILVA, C., ALVARADO, S., ROMERA, O. VARGAS, A., (2007). Geología de las planchas 11, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26, 27, 33 y 34. Proyecto: "Evolución geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta", Contrato No: PS 025-06. Boletín Ingeominas.
- CORREA-MARTINEZ, M.C., (2007). Petrogenesis and evolution of Aburra Ophiolite, Colombian Andes, Central Range (Ph.D. thesis) University of Brasilia, p. 178.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.
- DICKINSON, W. R., & SUCZEK, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- DICKINSON, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer Netherlands.
- DICKINSON, W. R., & LAWTON, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.
- DOTT, R. H., & BOURGEOIS, J. (1982). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 663-680.
- DUKE, W. L., ARNOTT, R. W. C., & CHEEL, R. J. (1991). Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19(6), 625-628.
- DUNHAM, R. (1962). Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. Ham. W.E., ed. *Classification of Carbonate Rocks*, p. 108-121. AAPG Memoir 1. Tulsa.
- DUQUE, J. F. (2010). Geocronología (U/Pb y 40Ar/39Ar) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño (Tesis de Maestría, UNAM).
- ETHRIDGE, F. G., & WESCOTT, W. A. (1984). Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. *Canadian society of Petroleum Geologist, Memoir 10*, 217-235.



- FISHER, R. V. (1984). Submarine volcanoclastic rocks. Geological Society, London, Special Publications, 16(1), 5-27.
- FOLK, R. (1980). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co. 74 p. Austin, Texas.
- FONTANA, D., ZUFFA, G. G., & GARZANTI, E. (1989). The interaction of eustasy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, 2(4), 223-237.
- FORERO, A. (1970). Estratigrafía del Precretácico en el flanco occidental de la Serranía de Perijá. *Geología Colombiana*, 7, 7-77.
- GANSSE, A. (1955). Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Sudamerika). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 35(2), 209-279.
- GARZANTI, E. (1991). Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 61(6).
- GAWTHORPE, R. L., & LEEDER, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218.
- GEYER, O., (1973). Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Geologisches Jahrbuch. Reihe B. Heft 5. Hannover*.
- GEYER, O. F. (1980). Die mesozoische Magnafazies-Abfolge in den nördlichen Anden (Peru, Ekuador, Kolumbien). *Geologische Rundschau*, 69(3), 875-891.
- GHIBAUDO, G. (1992). Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39(3), 423-454.
- GIRALDO, M. I., VINASCO, C., & WEBER, M. (2010). Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. Facultad de Minas. Medellín, Universidad Nacional de Colombia Maestría en Ingeniería-Materiales y Procesos, 146.
- GOBO, K., GHINASSI, M., AND NEMEC, W., (2014a). Reciprocal changes in foreset to bottomset facies in a Gilbert-type delta: response to short-term changes in base level: *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, p. 1079-1095.
- GOBO, K., GHINASSI, M., NEMEC, W., & SJURSEN, E. (2014b). Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece. *Sedimentology*, 61(4), 1086-1119.
- GONZÁLEZ OSPINA, L. J. (2016) Petrogénesis de los complejos ultramáficos de Heliconia-Angelópolis y del oriente de Medellín, Antioquia, Colombia (Master dissertation, Universidad Nacional de Colombia-Sede Bogotá).
- GREENWOOD, B., & SHERMAN, D. J. (1986). Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33(1), 33-45.
- GRIBBLE, R. F., STERN, R. J., NEWMAN, S., BLOOMER, S. H., & O'HEARN, T. (1998). Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: Implications for magmagenesis in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 39(1), 125-154.
- GUARÍN, H. M. (2005) Análisis estratigráfico, petrográfico y geoquímico de los episodios fosfáticos de la parte inferior y media del grupo Guadalupe en el sector central de la Cordillera Oriental, Colombia (Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia).
- GUERRERO, J. (2002). A proposal on the classification of systems tracts: application the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the colombian basin. part 1: Berriasian to Hauterivian. *Geología Colombiana*, 27, 3-25.

HAMPSON, G., STORMS, J. (2003). Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology* 50: 667-701.

HARKER, A. (1900). Igneous rock-series and mixed igneous rocks. *The Journal of Geology*, 8(5), 389-399.

HELBIG, M., KEPPIE, J.D., MURPHY, J.B., SOLARI, L.A., (2012). U-Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayu Complex, southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research* 22, 910–927.

HENSTRA, G. A., GRUNDVÅG, S. A., JOHANNESSEN, E. P., KRISTENSEN, T. B., MIDTKANDAL, I., NYSTUEN, J. P., & WINDELSTAD, J. (2016a). Depositional processes and stratigraphic architecture within a coarse-grained rift-margin turbidite system: The Wollaston Forland Group, east Greenland. *Marine and Petroleum Geology*, 76, 187-209.

HENSTRA, G. A., GAWTHORPE, R. L., HELLAND-HANSEN, W., RAVNÅS, R., & ROTEVATN, A. (2016b). Depositional systems in multiphase rifts: seismic case study from the Lofoten margin, Norway. *Basin Research*.

HOY, R. G., & RIDGWAY, K. D. (2003). Sedimentology and sequence stratigraphy of fan-delta and river-delta deposystems, Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado. *AAPG bulletin*, 87(7), 1169-1191.

HORTON, B. K., SAYLOR, J. E., NIE, J., MORA, A., PARRA, M., REYES-HARKER, A., & STOCKLI, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9-10), 1423-1442.

HUBACH, E. (1957). Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia:(enumeración regional, de más reciente a más antiguo) (Vol. 1212). Ministerio de Minas y Petróleos, Instituto Geológico Nacional.

INGERSOLL, R. V., BULLARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P., PICKLE, J. D., & SARES, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.

INGRAM, R. (1954). Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65:937-938.

INVEMAR (2009). Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta. Informe final Convenio. INGEOMINAS-ECOPETROL-INVEMAR. Boletín Ingeominas.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.

IRVING, E. M. (1975). Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia (No. 846). US Govt. Print. Off.

JACKSON, C. A. L., GAWTHORPE, R. L., CARR, I. D., & SHARP, I. R. (2005). Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: the Nukhul and Lower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt. *Sedimentology*, 52(2), 313-338.

JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G., & MOURIER, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 1009-1022.

KAMMER, A.; SÁNCHEZ, J., (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 21, no 4, p. 412-422.

- KAMOLA, D. L., & VAN WAGONER, J. C. (1995). Stratigraphy and facies architecture of parasequences with examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah. AAPG memoir 64, 27-54.
- KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., MILLER, B.V., ORTEGA-RIVERA, A., ROLDAN-QUINTANA, and J., LEE, J.W.K., (2006). Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the Mexican Margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a tertiary core complex. *International Geology Reviews* 48, 1–16.
- KHALIL, S. M., & MCCLAY, K. R. (2001). Tectonic evolution of the NW Red Sea-Gulf of Suez rift system. Geological Society, London, Special Publications, 187(1), 453-473.
- KLEINSPEHN, K. L., STEEL, R. J., JOHANNESSEN, E., & NETLAND, A. (1984). Conglomeratic Fan-Delta Sequences, Late Carboniferous—Early Permian, Western Spitsbergen. *Canadian society of Petroleum Geologist, Memoir* 10, 279-294.
- KOZUR, H., WEEMS, R. (2007). Upper Triassic Conchostracan Biostratigraphy of the Continental Rift Basins of Eastern Northamerica: Its Importance for Correlating Newark super group events With the Germanic Basin and the International Geologic time Scale. *The Global Triassic: Bulletin* 41, 41, 137.
- KOZUR, H. W., & WEEMS, R. E. (2010). The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. Geological Society, London, Special Publications, 334(1), 315-417.
- LARSEN, V., & STEEL, R. J. (1978). The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan—a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25(1), 37-59.
- LAYA, J. C., & TUCKER, M. E. (2012). Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331, 1-26.
- LE BAS, M. J., & STRECKEISEN, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825-833.
- LEAL-MEJIA, H. (2011). Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach (Doctoral dissertation).
- LECKIE, D. (1988). Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Research*, 58(4).
- LEEDER, M. R., & GAWTHORPE, R. L. (1987). Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. Geological Society, London, Special Publications, 28(1), 139-152.
- LELEU, S., HARTLEY, A. J., VAN OOSTERHOUT, C., KENNAN, L., RUCKWIED, K., & GERDES, K. (2016). Structural, stratigraphic and sedimentological characterisation of a wide rift system: The Triassic rift system of the Central Atlantic Domain. *Earth-Science Reviews*, 158, 89-124.
- LEWIS, M. M., JACKSON, C. A. L., & GAWTHORPE, R. L. (2015). Tectono-sedimentary development of early syn-rift deposits: the Abura Graben, Suez Rift, Egypt. *Basin Research*.
- LITHERLAND, M., ASPDEN, J. A., & JEMIELITA, R. A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador: Overseas Memoir of the British Geological Survey 11.
- LOWE, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1).

- MACDONALD, W. D. (1964). Geology of the Serranía de Macuira Area. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 237 p. New Jersey.
- MACDONALD, W. D., & HURLEY, P. M. (1969). Precambrian gneisses from northern Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1867-1872.
- MACDONALD, W.D., DOOLAN, B.L., CORDANI, U.G., (1971). Cretaceous – Early Tertiary metamorphic K–Ar age values from the South Caribbean. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1381–1388.
- MACDONALD, W. D., & OPDYKE, N. D. (1984). Preliminary paleomagnetic results from Jurassic rocks of the Santa Marta Massif Colombia. *Geological Society of America Memoirs*, 162, 295-298.
- MACK, G. H. (1984). Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1).
- MACK, G. H., SEAGER, W. R., LEEDER, M. R., PEREZ-ARLUCEA, M., & SALYARDS, S. L. (2006). Pliocene and Quaternary history of the Rio Grande, the axial river of the southern Rio Grande rift, New Mexico, USA. *Earth-Science Reviews*, 79(1), 141-162.
- MALFAIT T., B.; DINKELMAN, G. M. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin*, 1972, vol. 83, no 2, p. 251-272.
- MANN, P., (1999), Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present, in Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary Basins of the World (Series Editor: K.J. Hsü)*, 4, 3-31.
- MANTILLA-FIGUEROA, L.C., BISSIG, T., VALENCIA, V., AND HART, C., (2013), The magmatic history of the Vetaz-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 45, p. 235–249, doi: 10.1016/j.jsames.2013.03.006.
- MARR, J. G., HARFF, P. A., SHANMUGAM, G., & PARKER, G. (2001). Experiments on subaqueous sandy gravity flows: the role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. *Geological Society of America Bulletin*, 113(11), 1377-1386.
- MARTENS, U., RESTREPO, J. J., ORDÓÑEZ-CARMONA, O., & CORREA-MARTÍNEZ, A. M. (2014). The Tahamí and Anaconda terranes of the Colombian Andes: missing links between the South American and Mexican Gondwana margins. *The Journal of Geology*, 122(5), 507-530.
- MARTINI, M., & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*.
- MAZE, W., (1984). Jurassic La Quinta formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks: *Geol. Soc. Am. Mem.* 162, p. 263-282.
- MCDONOUGH, W. F., & SUN, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), 223-253.
- MCPHERSON, J. G., SHANMUGAM, G., & MOIOLA, R. J. (1987). Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99(3), 331-340.
- MIALL, A. (1977). Facies types and vertical profile models in braided river deposits. *Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir* 5, 567-604p. Canada.
- MIALL, A. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci Rev* 22:261–308.

- MIALL, A. (1996). The geology of fluvial deposits. Springer, New York.
- MIALL, A. (2014). Fluvial depositional systems (p. 316). New York: Springer.
- MIŠKOVIĆ, A., SPIKINGS, R. A., CHEW, D. M., KOŠLER, J., ULIANOV, A., & SCHALTEGGER, U. (2009). Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 121(9-10), 1298-1324.
- MIYASHIRO, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- MOJICA, J. (1980). Observaciones acerca del estado actual del conocimiento de la Formación Payandé (Triásico Superior), Valle Superior del río Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana-An International Journal on Geosciences*; Vol. 11 (1980); 67-88 *Geología Colombiana*; Vol. 11 (1980); 67-88 2357-3767 0072-0992.
- MOJICA, J. & DORADO, J. (1987): El Jurásico anterior a los movimientos interarmónicos en los Andes colombianos, Parte A: Estratigrafía. - En: Volkheimer, W. (Edit.), 1987: Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, T1, El Jurásico anterior.
- MOJICA, J., & KAMMER, A. (1995). Eventos jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, 19, 165-172.
- MOJICA, J., KAMMER, A., UJUETA, G., (1996). El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1–4/ 95), Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. *Geología Colombiana* 21, 3–40.
- MONTES, C., GUZMAN, G., BAYONA, G., CARDONA, A., VALENCIA, V., & JARAMILLO, C., (2010). Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 832-848.
- MOORE, G., & SCRUTTON, C., (1957). Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *Assoc. Petrol. Geol., Bull.*:41, 2723-2751p.
- MORENO-SÁNCHEZ, M., TORO-TORO, L. M., GÓMEZ-CRUZ, A., & RUIZ, E. C. (2016). Formación Nogontova, una nueva unidad litoestratigráfica en la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, 38(2).
- MULDER, T., & ALEXANDER, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269-299.
- NAKAMURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- NEMEC, W., & STEEL, R. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Canadian society of Petroleum Geologist, Memoir* 10, 1-31.
- NEMEC, W., STEEL, R. J., POREBSKI, S. J., & SPINNANGR, Å. (1984). Domba Conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta. *Canadian society of Petroleum Geologist, Memoir* 10, 295-320.
- NEMEC, W., STEEL, R. J., GJELBERG, J., COLLINSON, J. D., PRESTHOLM, E., & OXNEVAD, I. E. (1988). Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes. *AAPG Bulletin*, 72(4), 454-476.
- NEMEC, W. (1990). Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *Coarse-grained deltas*, 10, 29-73.



- NICHOLS, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- NOBLE, S. R., ASPDEN, J. A., & JEMIELITA, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109(7), 789-798.
- ODREMAN, O., & BENEDETTO, G. (1977). Paleontología y edad de la Formación Tinacoa, Sierra de Perijá, Venezuela. In *Memorias del V Congreso Geológico de Venezuela* (Vol. 1, pp. 15-32).
- OLEMPSKA, E. (2004). Late Triassic spinicaudatan crustaceans from southwestern Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 49(3).
- ORDOÑEZ-CARMONA, O.; PIMENTEL, M. M.; DE MORALES, R. (2002) Granulitas de Los Mangos: un fragmento grenviliano en la parte SE de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, vol. 26, no 99, p. 169-179.
- ORI, G. G. (1989). Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (? Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, 17(10), 918-921.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E. & BIRKETT, T. C. (1977). The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121–132.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
- PEARCE, J. A., & PEATE, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-286.
- PEARCE, J. A., & STERN, R. J. (2006). Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, 63-86.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- PETTJOHN, F., POTTER, P., SIEVER, R., (1973). *Sand and Sandstone*. Springer Verlag, Berlin, 618p.
- PINDELL, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1-39.
- PINDELL, J., & DEWEY, J. F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico & Caribbean region. *Tectonics*, 1(2), 179-211.
- PINDELL, J. L., & ERIKSON, J. P. (1994). The Mesozoic passive margin of northern South America. In *Cretaceous Tectonics of the Andes* (pp. 1-60). Vieweg Teubner Verlag.
- PINDELL, J. L., & KENNAN, L., (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society of London Special Publications* 328, 1–55.
- PINDELL, J.L., KENNAN, L., MARESCH, W.V., STANEK, K.P., DRAPER, G., HIGGS, R., (2005). Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc–continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, A., Sisson, V.B. (Eds.), *Caribbean–South American Plate Interactions*. Geological Society of America Special Paper, 394, pp. 7–52.

- PIRAQUIVE, A., KAMMER, A., VON QUADT, A., BERNET, M. (2016.). Permo-Triassic evolution in the Sierra Nevada de Santa Marta, from the Alleghenides collision to Pangaea break-up. (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de Colombia- Université Grenoble-Alpes).
- PLANKE, S., SYMONDS, P. A., ALVESTAD, E., & SKOGSEID, J. (2000). Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B8), 19335-19351.
- POSTMA, G. (1984a). Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, southeast Spain.
- POSTMA, G. (1984b). Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, 12(1), 27-30.
- POSTMA, G., & ROEP, T. B. (1985). Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *Journal of Sedimentary Research*, 55(6).
- POSTMA, G. (1986). Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14(4), 291-294.
- POSTMA, G. (1990). An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova*, 2(2), 124-130.
- POSTMA, G., NEMEC, W., & KLEINSPEHN, K. L. (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary geology*, 58(1), 47-61.
- PRIOR, D.; BORNHOLD, B. (1989). Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36(6), 1053-1076.
- PROSSER, S. (1993). Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. Geological Society, London, Special Publications, 71(1), 35-66.
- PSZCZÓŁKOWSKI, A., & MYCZYŃSKI, R. (2010). Tithonian–early Valanginian evolution of deposition along the proto-Caribbean margin of North America recorded in Guaniguanico successions (western Cuba). *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 225-253.
- PUFAHL P.; GRIMM, K.; ABED, A.; SADAQAH, R. (2003). Upper cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. *Sedimentary Geology* 161: 175-205.
- QUANDT, D. (2013). The magmatic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta during the Jurassic. Master thesis. University of Potsdam, Germany.
- QUINTERO, C., BERNET, M., KAMMER, A., GÓMEZ, C., (2017). TECTÓNICA TRANSPRESIVA EN EL MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA SERRANÍA DE COSINAS EN LA ALTA GUAJIRA (COLOMBIA). En preparación.
- RADELLI, L. (1962). Introducción al estudio de la geología y de la petrografía del Macizo de Santa Marta (Magdalena-Colombia). *Geología Colombiana*, 2, 41-115.
- RAVNÅS, R., WINDELSTAD, J., MELLERE, D., NØTTVEDT, A., SJØBLOM, T. S., STEEL, R. J., & WILSON, R. C. L. (1997). A marine Late Jurassic syn-rift succession in the Lusitanian Basin, western Portugal—tectonic significance of stratigraphic signature. *Sedimentary Geology*, 114(1), 237-266.
- RAVNÅS, R., STEEL, R. (1998). Architecture of marine rift-basin successions. *AAPG bulletin*, 82(1), 110-146.
- RAVNÅS, R., NØTTVEDT, A., STEEL, R. J., & WINDELSTAD, J. (2000). Syn-rift sedimentary architectures in the Northern North Sea. Geological Society, London, Special Publications, 167(1), 133-177.

- REITSMA, M.J., (2012). Reconstructing the Late Paleozoic–Early Mesozoic Plutonic and Sedimentary Record of South-East Peru: Orphaned Back-arcs Along the Western Margin of Gondwana PhD thesis Terre & Environment 111. University of Geneva, Switzerland, p. 226.
- RENZ, O. (1960). Geología de la parte Sureste de la Península de La Guajira (República de Colombia). Bol. Geol. (Venezuela). Spec. Pub. (3), v. 1: 317 -349 p.
- RESTREPO, J. (2008). Obducción y metamorfismo de ofiolitas triásicas en el flanco occidental del terreno Tahamí, Cordillera Central de Colombia. Boletín de ciencias de la Tierra, 22, pp. 49-100. Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- RESTREPO-PACE, P.A., CEDIEL, F., (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. Journal of South American Earth Sciences 29, 764–771.
- RICHARDS, M., BOWMAN, M., & READING, H. (1998). Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. Marine and Petroleum Geology, 15(7), 689-717.
- RIEL, N., GUILLOT, S., JAILLARD, E., MARTELAT, J. E., PAQUETTE, J. L., SCHWARTZ, S., ... & JANOTS, E. (2013). Metamorphic and geochronological study of the Triassic El Oro metamorphic complex, Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone. Lithos, 156, 41-68.
- RIEL, N., MARTELAT, J. E., GUILLOT, S., JAILLARD, E., MONIÉ, P., YUQUILEMA, J., ... & MERCIER, J. (2014). Fore arc tectonothermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic, Tectonics, 33, doi: 10.1002/2014TC003618. Received, 22, 2.
- ROHAIS, S., ESCHARD, R., FORD, M., GUILLOCHEAU, F., & MORETTI, I. (2007). Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution. Tectonophysics, 440(1), 5-28.
- ROLLINS, J. F. (1960). Stratigraphy and structure of the Goajira unpublished Ph.D. thesis, Dept. Geol., Univ. Of Nebraska, Lincon, Nebraska (Revised version in press, Univ. of Nebraska Press).
- ROLLINS, J. F. (1965). Stratigraphy and structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and northeastern Colombia. Univ. Nebraska Studies, New Ser., 30: 1-1102 p. Lincon.
- ROSAS, S., FONTBOTÉ, L., & TANKARD, A. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. Journal of South American Earth Sciences, 24(1), 1-24.
- RUIZ, J., TOSDAL, R. M., RESTREPO, P. A., & MURILLO-MUÑETÓN, G. (1999). Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic. SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 183-198.
- SANDERS, D., & HÖFLING, R. (2000). Carbonate deposition in mixed siliciclastic–carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). Sedimentary Geology, 137(3), 127-146.
- SARMIENTO-ROJAS, L. F.; VAN WESS, J. D.; CLOETINGH, S., (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences, vol. 21, no 4, p. 383-411.
- SCHANDL, E. S. & GORTON, M. P. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97, 629–642.
- SCHLISCHE, R. W. (2003). Progress in understanding the structural geology, basin evolution, and tectonic history of the eastern North American rift system. The great rift valleys of Pangea in eastern North America, 1, 21 -64.

- SCHMID, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1), 41-43.
- SHERVAIS, J.W., (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- SHINJO, R., & KATO, Y. (2000). Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, 54(3), 117-137.
- SILLITOE, R. H., JARAMILLO, L., DAMON, P. E., SHAFIQULLAH, M., & ESCOVAR, R. (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, 77(8), 1837-1850.
- SOHN, Y. K. (1997). On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3).
- SOHN, Y. K. (2000). Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3), 491-503.
- SOLARI, L.A., GÓMEZ-TUENA, A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., ORTEGA-OBREGÓN, C., (2011). The Chaucús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic-Mesozoic evolution. *Geological Acta* 9, 329-350.
- SPIKINGS, R., COCHRANE, R., VILLAGOMEZ, D., VAN DER LELIJ, R., VALLEJO, C., WINKLER, W., & BEATE, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- SPIKINGS, R., REITSMA, M. J., BOEKHOUT, F., MIŠKOVIĆ, A., ULIANOV, A., CHIARADIA, M. & SCHALTEGGER, U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 35, 124-143.
- STEEL, R. J. (1976). Devonian basins of western Norway-sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics*, 36(1), 207-224.
- STERN, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of geophysics*, 40(4).
- STERN, R.J., (2004). Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 275-292.
- SURLYK, F. (1984). Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston forland group, east Greenland. *Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir* 10, 359-382.
- SURLYK, F. (1989). Mid-Mesozoic syn-rift turbidite systems: controls and predictions. In *Correlation in hydrocarbon exploration* (pp. 231-241). Springer Netherlands.
- TALLING, P. J., MASSON, D. G., SUMNER, E. J., & MALGESINI, G. (2012). Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59(7), 1937-2003.
- TASCH, P. (1987). Fossil Conchostraca of the Southern Hemisphere and continental drift: Paleontology, biostratigraphy, and dispersal (Vol. 165). Geological Society of America.
- TINTERRI, R. (2011). Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal-and hummocky-cross stratification. *GeoActa*, 10(4).
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P. J., & GRAJALES, J. M. (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 191-196.

- TRUMPY, D., (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. Geological Society of America, Bulletin 54, 1281–1304.
- TSCHANZ, Ch. M., JIMENO, A. y VESGA, C., (1969). Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta Area (Colombia). Informe 1829. Ingeominas. Bogotá.
- TSCHANZ, C.; MARVIN, R.; CRUZ, J.; MEHNERT, H.; CEBULA, G., (1974). Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. Geol. Soc. Am. Bull., 85(2):273-284.
- VAN DER LELIJ, R., SPIKINGS, R., ULIANOV, A., CHIARADIA, M., & MORA, A., (2015). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271-294.
- VAN WAGONER, J., MITCHUM, R., CAMPION, K., RAHMANIAN, V. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. AAPG Methods in Exploration, 7-55p.
- VERGARA, L., & GUERRERO, J. (1996). Significado estratigráfico secuencial de algunos depósitos basales del cretácico en Colombia: caso de las formaciones Yaví y Tibasosa. *Geología Colombiana*, 20, 133-140.
- VILLAGÓMEZ, D., SPIKINGS, R., MAGNA, T., KAMMER, A., WINKLER, W., BELTRÁN, A., (2011a). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125, 875–896.
- VILLAGÓMEZ, D., SPIKINGS, R., MORA, A., GUZMÁN, G., OJEDA, G., CORTÉS, E., & VAN DER LELIJ, R. (2011b). Vertical tectonics at a continental crust-oceanic plateau plate boundary zone: Fission track thermochronology of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Tectonics*, 30(4).
- VINASCO, C.J., CORDANI, U.G., GONZALES, H., WEBER, M., PELAEZ, C., (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 355–371.
- WALKER, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models: response to sea level change*, 1-14.
- WEBER, B., IRIONDO, A., PREMO, W.R., HECHT, L., SCHAAF, P., (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences* 96, 253–269.
- WEBER, M., CARDONA, A., VALENCIA, V., GARCÍA-CASCO, A., TOBÓN, M., & ZAPATA, S. (2010). U/Pb detrital zircon provenance from Late Cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 805-816.
- WEEMS, R. E., & LUCAS, S. G. (2015). A revision of the Norian conchostracan zonation in North America and its implications for Late Triassic North American tectonic history. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 67, 303-317.
- WELLS, N. A. (1984). Sheet debris flow and sheetflood conglomerates in Cretaceous cool-maritime alluvial fans, South Orkney Islands, Antarctica. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 10 (1984), p. 133 -145.
- WENTWORTH, C. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30: 377-392. Chicago.
- WHALEN, L., GAZEL, E., VIDITO, C., PUFFER, J., BIZIMIS, M., HENIKA, W., & CADDICK, M. J. (2015). Supercontinental inheritance and its influence on supercontinental breakup: The Central Atlantic Magmatic Province and the breakup of Pangea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(10), 3532-3554.



- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- WITHJACK, M.O., SCHLISCHE, R.W., OLSEN, P.E., (2002). Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. In: *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, vol. 73 57-81.
- WITHJACK, M. O., SCHLISCHE, R. W., MALINCONICO, M. L., & OLSEN, P. E. (2013). Rift-basin development: lessons from the Triassic–Jurassic Newark Basin of eastern North America. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 301-321.
- WOOD, D. A. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.
- YOUNES, A. I., & MCCLAY, K. (2002). Development of accommodation zones in the Gulf of Suez-Red Sea rift, Egypt. *AAPG bulletin*, 86(6), 1003-1026.
- ZHANG, K. J., XIA, B. D., WANG, G. M., LI, Y. T., & YE, H. F. (2004). Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9-10), 1202-1222.
- ZAPATA, S., CARDONA, A., JARAMILLO, C., VALENCIA, V., & VERVOORT, J. (2016). U-Pb LA-ICP-MS Geochronology and Geochemistry of Jurassic Volcanic and Plutonic Rocks from the Putumayo Region (Southern Colombia): Tectonic Setting and Regional Correlations. *Boletín de Geología*, 38(2), 21-38.
- ZUFFA, G. G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 50(1).
- ZUFFA, G. G. (1985). Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In *Provenance of arenites* (pp. 165-189). Springer Netherlands.
- ZUFFA, G. G. (1987). Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In *Marine clastic sedimentology* (pp. 39-61). Springer Netherlands.
- ZUFFA, G. G. (1991). On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks. *Geological Society, London, Special Publications*, 57(1), 23-29.
- ZULUAGA, C., OCHOA, A., MUÑOZ, C., GUERRERO, N., MARTÍNEZ, A.M., MEDINA, P., PINILLA, A., RÍOS, P., RODRÍGUEZ, P., SALAZAR, E., ZAPATA, E., (2009). Proyecto de Investigación: Cartografía e historia geológica de la Alta Guajira, implicaciones en la búsqueda de recursos minerales. Memoria de las planchas 2, 3,5 y 6 (con parte de las planchas 4, 10 y 10BIS). Informe Interno, 535 pag, INGEOMINAS.
- ZULUAGA, C., & STOWELL, H. (2012). Late Cretaceous–Paleocene metamorphic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta: Implications for Caribbean geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 34, 1-9.
- ZULUAGA, C. A., PINILLA, A., & MANN, P. (2015). Jurassic silicic volcanism and associated Continental-arc Basin in northwestern Colombia (southern boundary of the Caribbean plate), in C. Bartolini and P. Mann, eds., *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir* 108, p. 137–160.